



IGME

479

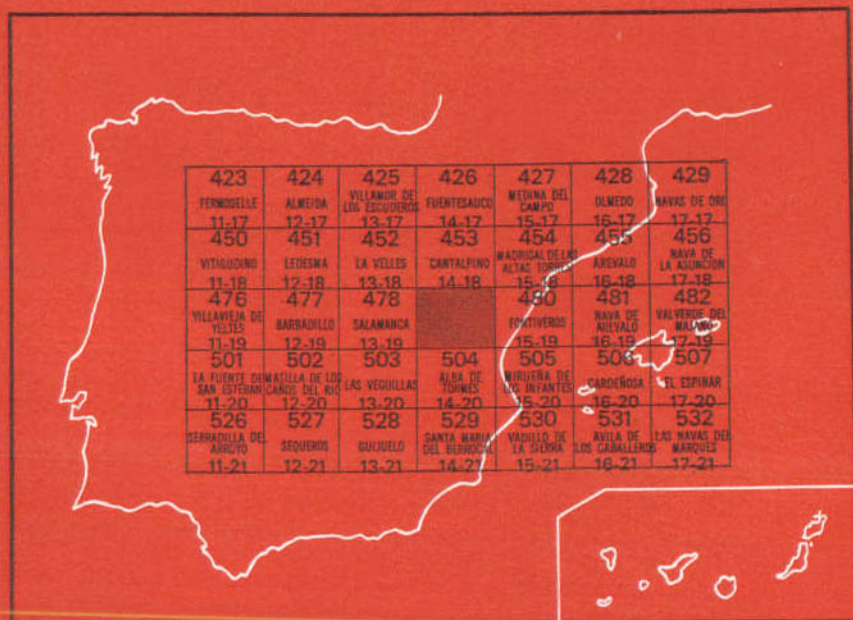
14-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PEÑARANDA DE BRACAMONTE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PEÑARANDA DE BRACAMONTE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La cartografía del Infraordovícico estuvo a cargo de M. A. Díez Balda (Universidad de Salamanca); la del Terciario por J. Carballeira, A. Corrochano y C. Pol (Universidad de Salamanca), colaborando en los trabajos de campo I. Corrales y G. Alonso-Gavilán (Universidad de Salamanca). La cartografía del Cuaternario, Formaciones superficiales y Mapa Geomorfológico fue realizada por A. Pérez González (IGME).

La confección de la Memoria ha sido realizada por M. A. Díez Balda, J. Carballeira, A. Corrochano, C. Pol y A. Pérez-González.

Los análisis sedimentológicos y mineralógicos del Terciario y Cuaternario fueron realizados en el Laboratorio del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca por I. Armenteros, J. Carballeira, I. Corrales, A. Corrochano y C. Pol. El estudio de muestras infraordovícicas se realizó en el Departamento de Geomorfología y Geotectónica por M. A. Díez Balda.

La microfauna y macrofauna fue clasificada y estudiada por N. López Martínez, de la Universidad Autónoma de Madrid.

Las prospecciones geofísicas han sido realizadas por A. Maldonado Zamora y P. Carrasco Morillo, del Departamento de Geofísica Aplicada de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

La industria lítica ha sido estudiada y clasificada por M. Santonja Gómez, del Museo Arqueológico Provincial de Salamanca.

La interpretación de las imágenes LANDSAT 1 y 2 ha sido realizada por C. Antón Pacheco, del I. G. M. E. La Coordinación y Dirección por el I. G. M. E. corrió a cargo de A. Pérez-González.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 29.893 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telét. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Peñaranda de Bracamonte está situada en la región Castellano-Leonesa, provincia de Salamanca, encuadrándose en el borde suroccidental de la Depresión del Duero. El Cenozoico se apoya discordante sobre el zócalo hercínico correspondiente a la zona III, Galaico-Castellana (LOTZE, 1945), que aflora principalmente al oeste y suroeste, es decir, en las Hojas contiguas de Salamanca (478) y Las Veguillas (503). Por el sur limita con la de Alba de Tormes (504), en la que aparecen también materiales hercínicos que enlazan con las estribaciones del Sistema Central. Hacia el norte y este se sitúan las Hojas de Cantalpino (453) y Fontiveros (480), pertenecientes en su totalidad al Terciario y Cuaternario.

Topográficamente las máximas alturas se encuentran en los terrenos terciarios dentro de los cuadrantes suroriental (Alto de la Conejera, 938 m.) y suroccidental (Carpio, 941 m.). La cota mínima se localiza en el noroeste de la región (790 m.).

El drenaje está constituido fundamentalmente por el río Tormes, que cruza la Hoja por su borde occidental con dirección S-N, cortando al Infraordovícico, perpendicularmente a la dirección de las estructuras, y al Paleógeno, cambiando su rumbo hacia el oeste en el norte de la Hoja, produciendo el llamado «codo del Tormes». En el tramo que discurre sobre los materiales hercínicos se ha construido el embalse denominado «Azud de Villagonzalo», cuyas aguas se emplean fundamentalmente para regadío, mediante un sistema de canales cuya arteria principal es el «Canal de Villagonzalo»; en la actualidad se está ampliando mediante el proyecto de «Regadío de la Armuña». El afluente principal del Tormes es el río Almar, que fluye de este a oeste recogiendo las aguas del Gamo y Margañón; discurren sobre depósitos terciarios y cuaternarios. Los valles de estos ríos son totalmente asimétricos, presentando buenos escarpes en sus márgenes derechas.

Engloba la Hoja numerosos núcleos de población dedicados fundamentalmente a la agricultura. El más importante es Peñaranda de Bracamonte, situado en el borde oriental; están unidos por una extensa red de caminos y carreteras, entre las que destaca la N-501, que la atraviesa de este a oeste y pasa por aquella localidad.

Los materiales del basamento son granitoides y rocas con un metamorfismo variable, que han sido afectadas por las deformaciones y esquistosidades hercínicas. Sus edades, aún no determinadas, se vienen considerando infraordovícicas, probablemente Cámbrico-Precámbrico. Son depósitos marinos cuyas secuencias alcanzan espesores del orden de 1.800 metros.

Las rocas que constituyen el Cenozoico, en el que se identifica el Paleógeno y Neógeno, son en su totalidad de origen continental, en general detríticas, existiendo únicamente pequeños niveles de rocas carbonatadas. El Paleógeno está formado por secuencias que alcanzan en total un espesor de aproximadamente 250 metros. La potencia de los sedimentos miocenos controlada superficialmente es del orden de 300 metros, pero los datos geofísicos indican potencias de 650 metros en relación con los bloques hundidos de las fallas que afectan la región. El Cuaternario, por el contrario, presenta espesores muy reducidos, si acaso una decena de metros, como máximo, en un depósito de pie de talud, y está constituido, al igual que el Cenozoico, por depósitos poco coherentes de naturaleza detrítica.

Los terrenos más antiguos aquí representados han sido afectados al menos por tres fases tectónicas importantes durante la orogenia hercínica. La orogenia Alpina se manifiesta durante el Cenozoico, fundamentalmente, por el rejuego de las fallas hercínicas y tardihercínicas y pliegues en la cobertera asociados a ellas. La banda más tectonizada corresponde a la que se ha dado en llamar falla de Alba-Villoria, que atraviesa la Hoja por la mitad occidental y la divide en dos zonas claramente definidas, tanto desde el punto de vista estratigráfico como morfoestructural; la occidental, formada fundamentalmente por materiales infraordovícicos y cenozoicos, y la oriental, en donde aparecen únicamente sedimentos cenozoicos.

Las formaciones del zócalo correlativas a las que afloran en esta Hoja han sido denominadas «Complejo esquistograuváquico» (CARRINGTON DA COSTA, 1950). Las edades que los distintos autores atribuyen al Complejo varían desde el Precámbrico (DELGADO, 1907, y LOTZE, 1956), Precámbrico Superior-Cámbrico (SCHERMERHORN, 1956, y TEIXEIRA, 1970), y Cámbrico (MAC PHERSON, 1883; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1933 y 1934; RIBEIRO, 1970; MATTE, 1968; BARD, CAPDEVILA *et al.*, 1972).

En lo que al Cenozoico se refiere, merecen destacarse los trabajos de GIL y MAESTRE (1880), MIQUEL (1906), ROMAN y ROYO (1922), ROMAN (1923), ROYO GOMEZ (1933, 1934 y 1935), TEMPLADO y PASTORA (1946), CRUSAFONT y TRUYOLS (1958). La mayoría son descriptivos o hacen hincapié en aspectos paleontológicos. En una segunda etapa hay que citar una

serie de autores dedicados a establecer una estratigrafía y sedimentología detallada. Entre ellos, ARRESE *et al.* (1964), JIMENEZ (1968, 70, 72, 73 y 75), CORROCHANO (1974), ALONSO GAVILAN *et al.* (1976), MINGARRO *et al.* (1970), POL *et al.* (1977) y CORRALES *et al.* (1978). Entre los trabajos cartográficos se pueden citar: Mapa Geológico de Salamanca a escala 1:50.000 (TEMPLADO y PASTORA, 1946) y más recientemente el Mapa Geológico de la Cuenca del Duero a escala 1:250.000 (AEROSERVICE, 1967), Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, Hoja núm. 37, Salamanca (ARRIBAS y JIMENEZ, 1972) y Mapa Geológico de la provincia de Salamanca, escala 1:400.000 (LOPEZ DE AZCONA *et al.*, 1967).

Con respecto al Cuaternario los estudios son muy escasos. Destacan los trabajos de confección del Mapa Geológico Nacional, segunda serie, Proyecto Magna, efectuados durante los años 1978-79 por C. G. S. e IMINSA, con Mapas Geomorfológicos y de Formaciones Superficiales a E. 1:100.000. Asimismo, los trabajos sobre suelos salinos de GARCIA RODRIGUEZ *et al.* (1973) y SANCHEZ CAMAZANO *et al.* (1973), y la cartografía de los suelos de la provincia de Salamanca a escala 1:200.000 de GARCIA RODRIGUEZ, *et al.* (1979). Investigaciones sobre la prehistoria del valle del Tormes han sido realizadas en los últimos años por SANTONJA *et al.* (1976 y 1979).

Desde el punto de vista de la geología aplicada, además de las explotaciones de los materiales para la construcción y rocas industriales, únicamente la hidrología de la Hoja ha venido teniendo interés dado el carácter netamente agrícola de la región. Actualmente la zona es objeto de campañas para prospección de minerales radiactivos.

La metodología seguida en la elaboración de este trabajo viene condicionada en gran parte por la variedad de materiales aflorantes, por la falta de relieve de la región, la importancia de los recubrimientos, así como por las características propias de los sedimentos terciarios y cuaternarios. El mapa geológico se ha levantado separando las grandes unidades litoestratigráficas. En los sedimentos Paleógenos se definen formaciones intentando fijar sus características mediante cortes tipo y revisando los intervalos de la sucesión estratigráfica por medio de criterios cartográficos y sedimentológicos fundamentalmente. La denominación de éstas se ha hecho seleccionando prioritariamente las definidas en la bibliografía regional.

En el Mioceno se han definido «Facies», a las que se da el nombre de la localidad mejor representada; para su expresión cartográfica, dada la dificultad de separarlas por su significado genético, se utilizó, fundamentalmente, un criterio litológico y sedimentológico.

Para el estudio detallado de las facies se han utilizado las técnicas más comunes: granulometrías, estudio mineralógico de las fracciones ligeras y pesadas, morfometrías, morfoscopías, espectros litológicos de cantos, análisis petrológico de láminas delgadas, etc.

El estudio del área de la Hoja y del Cuaternario se complementa con un Mapa Geomorfológico y otro de Formaciones Superficiales a escalas 1:100.000.

2 ESTRATIGRAFIA

El Terciario ocupa la mayor extensión de la Hoja: no obstante, los afloramientos son escasos, dada la importancia areal de los recubrimientos cuaternarios. Únicamente queda al descubierto el zócalo hercínico en el ángulo SO.

Desde el punto de vista estratigráfico la región está dividida en dos zonas separadas por la falla Alba-Villoria. En el bloque elevado (occidental) aflora el zócalo hercínico, que ocupa unos 12 Km² de extensión con afloramiento prácticamente continuo, que pertenece al denominado «Complejo esquisto-grauváquico» infraordovícico. También en este bloque aflora el Paleógeno, cuya serie asciende regionalmente hacia el norte, y el Neógeno más inferior existente.

En el bloque hundido (oriental) se observan también los términos aflorantes más bajos de la sucesión Neógena, ascendiendo la serie hacia el este, donde afloran los términos más superiores.

2.1 INFRAORDOVICICO (PC-CA)

El Complejo esquisto-grauváquico es una formación o conjunto de formaciones, predominantemente constituidas por esquistos y grauvacas con intercalaciones de conglomerados y calizas, que ocupan gran extensión cartográfica tanto en Portugal (especialmente al N del Tajo) como en España (Salamanca, Cáceres, Toledo).

Esta unidad fue denominada por comodidad «Complejo xisto-grauváquico anteordevícico» por CARRINGTON DA COSTA (1950), y ha sido objeto de numerosas publicaciones de TEIXEIRA (1955, 1969, 1974). Este autor, en 1969 lo describe como una formación de tipo flysch constituida principalmente por esquistos arcillosos, micáceos y grauvacas con bancos de cuarcitas, areniscas, calizas, conglomerados, esquistos anfibólicos y anfibolitas. El afloramiento más extenso en Portugal se encuentra en la región de Beira, y fue por tanto denominado «formaçao xistosa das Beiras» (DELGADO, 1907) y «Beira schists» (SCHERMERHORN, 1956). LOTZE (1956) estudia en España

formaciones equivalentes de pizarras blandas y uniformes y las denomina Serie de Valdelacasa. Sobre ésta reposan pizarras grauváquicas y conglomerados de matriz pizarrosa, conjunto de más de 1.000 m., que el autor citado denomina capas de transición, es decir, de tránsito entre el Precámbrico y el Cámbrico.

La datación de las formaciones que integran el complejo se ha hecho hasta la fecha en base a comparaciones litológicas, ya que en algunos lugares lo único que se observa es que está por debajo del Ordovícico, y en otros que se encuentra debajo del Cámbrico Inferior datado con fósiles.

En efecto, estas series monótonas no han suministrado hasta la fecha fósiles significativos que permitan datarlas con certeza, solamente se ha citado un hallazgo de braquiópodos de gran tamaño, *Lingulella major*, en gravacas del complejo de la Sierra de Marao (Portugal) (TEIXEIRA *et al.*, 1964, TEIXEIRA, 1974, 1979), pero se trata de fósiles sin valor estratigráfico demostrado.

Por tanto, existen diferentes opiniones con respecto a la edad de estas formaciones; está claro que el Complejo es anterior al Cámbrico Inferior, pero queda por dilucidar si es en parte Cámbrico o si es de tránsito Precámbrico-Cámbrico o bien si es totalmente Precámbrico.

Para BARD *et al.* [1972] el Complejo de Tras os Montes y del SO de Zamora sería Cámbrico, ya que se basan en la diferente litología de estas series con las de edad precámbrica del N, NO y S de la Península.

Para TEIXEIRA (1969) sería Brioveriense superior, pudiendo llegar incluso a los primeros tiempos del Cámbrico. Más recientemente, el mismo autor (1979) propone el nombre de Hispaniense para el Complejo y le atribuye una edad Brioveriense Superior, pero tampoco se aportan en esta ocasión argumentos estratigráficos o paleontológicos. Sobre el Complejo esquistograuváquico reposa a veces, discordantemente, el Ordovícico Inferior con conglomerado basal, pero en las zonas donde se ha depositado y preservado el Cámbrico Inferior existe paso continuo sin discordancia entre éste y el Complejo. LOTZE (1960) encontraba este paso concordante en los Montes de Toledo, al SE de Puente del Arzobispo; nosotros hemos observado el mismo hecho al sur de Salamanca en la Hoja de Guijuelo y en la de Sequeros (sinclinal de Tamames). Por tanto, si admitimos que el tránsito Precámbrico-Cámbrico se establece por medio de una discordancia, tal como ocurre en otras zonas del Macizo Hespérico, el Complejo podría ser Cámbrico en parte, y la discordancia habría que buscarla dentro o debajo de esta unidad. Si por el contrario el tránsito se estableciera a través de una serie de tránsito sin discordancia como opinan LOTZE (1960), MORENO (1975, 1977), VEGAS *et al.* (1977), esta unidad podría ser de tránsito entre el Precámbrico y el Cámbrico.

Haciendo un pequeño resumen de los trabajos recientes publicados sobre el Complejo para la provincia de Salamanca y en concreto para la zona cartografiada en la Hoja, podemos resaltar:

GARCIA DE FIGUEROLA & MARTINEZ GARCIA (1972) describen en La Rinconada, los materiales Ordovícicos discordantes sobre el Cámbrico fosilífero que a su vez reposa sobre las pizarras verdosas del Complejo.

OBREGON MARCOS, 1972, describe por primera vez los materiales que afloran al sur de Villagonzalo, las pizarras, calizas y conglomerados del cerro situado un kilómetro aproximadamente al sur de la presa, y los compara con los descritos por GARCIA DE FIGUEROLA, 1970, entre Fuenteguinaldo y El Bodón. Este autor resuelve correctamente en sinclinal la estructura del cerro de los conglomerados citado, y atribuye a estos materiales una edad infraordovícica.

MARTINEZ GARCIA & NICOLAU (1973) distinguen dos series en el Complejo al sur de Salamanca, la superior o de Aldeatejada y la inferior o de Morille; ambas las sitúan por debajo de la de La Rinconada.

CORRALES y al. (1974) estudian las calizas Cámbricas de la serie de La Rinconada (calizas de Tamames), llegando a la conclusión de que representan una sedimentación muy somera.

Existen otros trabajos recientes que se ocupan de la estratigrafía del complejo en zonas próximas y a ellos haremos referencia al hacer la correlación.

En los trabajos de DIEZ BALDA (1975), DIEZ BALDA *et al.* (1977), se describen los materiales que afloran en la Hoja y se presenta una cartografía y un corte geológico de la misma para los materiales anteordovícicos. Recientemente DIEZ BALDA (en prensa) distingue dos formaciones dentro del complejo esquisto-grauváquico al sur de Salamanca y establece una correlación en la cual los materiales de esta Hoja, serie de Azud-Alba de Tormes, estarían incluidos dentro de la formación Aldeatejada.

2.1.1 LAS PIZARRAS BANDEADAS, CUARCITAS Y GRAUVACAS (PC-CA 1)

El tramo inferior que se diferencia en la cartografía está constituido principalmente por pizarras bandeadas, cuarcitas y grauvacas. La potencia del mismo que aflora en la Hoja es de 1.500 m., pero si se considera el corte hasta Alba de Tormes este tramo alcanza unos 2.000 m. de potencia.

Es posible calcular estas potencias a partir de cortes detallados perpendiculares a la estructura en los que se hayan representado todos los plie-

gues con su geometría aproximada, en caso contrario se calcularían falsos espesores mucho mayores.

Este tramo se caracteriza por presentar frecuentes bancos de areniscas y cuarcitas de hasta 2 m. de potencia, intercalados en pizarras. Las pizarras son verdosas y presentan finos niveles arenosos de color más claro que marcan laminaciones paralelas, interrumpidas, «linsen», etc.

También dentro de este tramo aparece algún nivel de hasta 20 cm. de espesor de cuarcitas anfibólicas. Se trata de niveles margosos que por efecto del metamorfismo han recristalizado y presentan minerales calcosilicatados (anfíboles cálcicos, epidotas, granate, etc.). A muro de este tramo aparecen niveles de microconglomerados cuarzo-feldespáticos; estos niveles no afloran en la Hoja que nos ocupa sino un poco más al Sur (N de Valdemierque - SO de Alba de Tormes). En estas series tan monótonas es bastante difícil diferenciar tramos, y más aún cartografiar niveles guía, ya que los escasos niveles característicos por su litología de que se disponen (paraconglomerados carbonatados, calcoesquistos, pizarras negras) desaparecen lateralmente. Sin embargo, los niveles de conglomerados cuarzo-feldespáticos constituyen niveles guía aceptables y cuando aparecen ayudan en la cartografía y caracterizan otro tramo (Formación Monterrubio, ver Hoja de Guijuelo, I. G. M. E., y DIEZ BALDA, en prensa).

2.1.2 LAS PIZARRAS CON FINOS NIVELES DOLOMITICOS (PC-CA 2)

Reposando sobre el anterior encontramos pizarras verdosas con niveles carbonatados intercalados. Estos niveles tienen un espesor de $\frac{1}{2}$ a 3 cm. y a veces se presentan disueltos. El espesor de este tramo es de 200 m.

No se ha podido observar si los niveles carbonatados presentaban «ripples» en su superficie u otras estructuras sedimentarias debido a la deformación posterior y a la disolución.

2.1.3 CALCOESQUISTOS CON NIVELES O NODULOS DOLOMITICOS (PC-CA 3)

Enclima del tramo anterior se distinguen 40 m. de calcoesquistos gris verdoso con algún nivel dolomítico rosado de poco espesor, 3 a 10 cm., y con tramos métricos con abundantes nódulos dolomíticos.

El aspecto de estas rocas es bastante característico, los niveles dolomíticos están traspuestos por la esquistosidad S1 y en parte disueltos y en los tramos con nódulos, éstos presentan una forma de elipsoides con su sección mayor paralela al plano de esquistosidad S1, y cuando están

disueltos la roca toma un aspecto agujereado. Si los nódulos fueran más frecuentes y el espesor del tramo noduloso mayor, esta roca podría ser explotada como ornamental.

Para conocer la forma original de los nódulos y ver si éstos tenían o no una orientación preferente antes de la deformación, se deberán realizar medidas de los ejes de estos elipsoides en tres planos perpendiculares entre sí. Si los nódulos eran esféricos, evidentemente éstos no tenían orientación preferente antes de la deformación y se obtendrán gráficas simétricas puntuales (RAMSAY, 1967, pp. 217-218). Es probable que los nódulos fueran de forma próxima a la esférica, pero algo aplastados en el plano de la estratificación por la compactación.

2.1.4 LAS PIZARRAS CLORITICAS CON NIVELES CARBONATADOS Y PIZARRAS NEGRAS (PC-CA 4)

Sobre el tramo anterior encontramos pizarras verdosas con algún nivel centimétrico carbonatado que hacia techo pasan a pizarras negras. Los niveles carbonatados se pierden lateralmente, las pizarras negras presentan un bandeado milimétrico a centimétrico, de colores más claros y en ellas es frecuente encontrar cristales de pirita. Las pizarras verdosas son bastante arenosas y dan resaltes. Este tramo tiene un espesor de 150 m., las pizarras negras tienen un espesor de unos 15 m. y constituyen la parte superior del mismo.

2.1.5 LOS PARACONGLOMERADOS DOLOMITICOS, MICROCONGLOMERADOS Y NIVELES DOLOMITICOS (PC-CA 5)

Este tramo constituye el más alto estratigráficamente, sólo observamos unos 20 m. del mismo en el cerro de cota 844, que se encuentra en la margen O del río Tormes, unos 500 m. al sur del Azud de Villagonzalo; este tramo ha quedado preservado de la erosión, en la cima del cerro, en el núcleo de un sinclinal de primera fase hercínica.

Se caracteriza por presentar varios niveles de paraconglomerados de espesor centimétrico a métrico, alternando con microconglomerados, pizarras y dolomías impuras. Los paraconglomerados son muy característicos con cantos redondeados de cuarzo y angulosos de dolomías impuras en una matriz pelítico-arenosa, y cementados por carbonatos. Los cantos de cuarzo son blancos, los de dolomías son grises y muy alargados y la matriz y el cemento presentan un color rosado claro o verdoso. Debido a la defor-

mación sufrida los cantos dolomíticos están fuertemente aplastados en el plano de la esquistosidad, que es casi ortogonal a la estratificación en los afloramientos del cerro y en algunos casos aparece un bandeo paralelo a la esquistosidad que podría ser confundido con la estratificación.

La forma original de los fragmentos menos competentes dolomíticos, sería probablemente paralelepípedica, es decir, la de niveles centimétricos colapsados. Los cantos redondeados de cuarzo serían ya en origen de forma redondeada y por ser más competentes se han deformado menos, adquiriendo formas elipsoidales.

La distribución de los cantos de cuarzo no es regular, existen niveles muy ricos en cantos redondeados intercalados en otros con cantos de cuarzo menos abundantes, y también varía el tamaño de éstos de unos niveles a otros.

En esta Hoja, debido a la escasez del afloramiento, no podemos observar cómo continúa este tramo ni lateral ni verticalmente, pero comparándolo con niveles idénticos que afloran en la Hoja de Salamanca, pensamos que se trata de niveles lenticulares que posiblemente representan canales.

2.1.6 CORRELACION Y CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO

En un trabajo anterior (DIEZ BALDA *et al.*, 1977) se correlacionaban los materiales de esta Hoja (serie de Azud-Alba de Tormes) con los de igual litología de la serie de Aldeatejada (Hoja de Salamanca), y ambas series se situaban por debajo del Cámbrico Inferior de la serie de La Rinconada (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTINEZ GARCIA, 1972). Asimismo, hacia muro de la serie de Azud-Alba se describían conglomerados feldespáticos que se correlacionaban con los porfiroides de Monterrubio de la serie de Morille (MARTINEZ GARCIA y NICOLAU, 1973).

También en la Hoja de Guijuelo se encuentra la misma disposición: materiales pizarrosos semejantes a los de Aldeatejada y Azud-Alba por encima de series con conglomerados cuarzo-feldespáticos. Por tanto, debido a que siempre se encuentra esta disposición en las Hojas de Salamanca, Las Veguillas, Guijuelo, etc., y es posible diferenciar en la cartografía estas dos unidades, se ha denominado formación Aldeatejada a la unidad superior fundamentalmente pelítica, y formación Monterrubio a la inferior, caracterizada por los niveles de conglomerados cuarzo-feldespáticos (DIEZ BALDA en prensa).

Por lo dicho anteriormente, los materiales de la Hoja se consideran de la formación Aldeatejada, y ya fuera de los límites de la misma hacia el SO,

se encuentran los conglomerados cuarzo-feldespáticos de la formación Monterrubio que afloran al N de Valdemierque y se siguen hacia el SO de Alba de Tormes.

Los materiales de esta Hoja se han correlacionado también con los descritos por GARCIA DE FIGUEROLA, 1970, entre Fuenteguinaldo y El Bodón (Hoja de Fuenteguinaldo) y los que estudia RODRIGUEZ ALONSO, 1979, al SE de Ciudad Rodrigo (Hoja de Serradilla del Arroyo).

El tramo PC-CA 5 descrito se piensa que podría representar un depósito de materiales deslizados, y probablemente se trate de depósitos canalizados. Las rocas de este tramo, con mezcla de fragmentos angulosos y redondeados y bastante matriz, niveles lenticulares, etc., se han comparado con los olistostromos con calizas que estudia MORENO (1974-1975) en el anticlinorio de Valdelacasa (Montes de Toledo), situados unos 1.000 m. por debajo de las calizas cámbricas de Los Navalucillos, equivalentes a las de Tamames (fig. 1). Esta correlación puede ser discutible y se necesitan más argumentos para hablar de «slumps», deslizamientos, etc.

En virtud de esta correlación con los olistostromos con calizas del anticlinorio de Valdelacasa que MORENO sitúa en el Precámbrico terminal, se atribuye a los materiales de la Hoja una edad finprecámbrica. Las pizarras de Aldeatejada por encima de los paraconglomerados (1.700 m. de pizarras bandeadas encima del tramo PC-CA 5, que no afloran en la Hoja) serían equivalentes a las pizarras del Pusa (fig. 1).

Se han encontrado acritarcos en los niveles carbonatados con cantos pizarrosos de la Formación Aldeatejada de la Hoja de Salamanca; niveles comparables a los del tramo PC-CA 5 de la Hoja.

Los acritarcos han sido clasificados por Ch. FOURNIER como pertenecientes a los géneros *Michystridium dissimulare* y *Synsphaeridium* sp., que están citados en la bibliografía como abundantes en los terrenos del Cámbrico Inferior (DIEZ BALDA y FOURNIER VINAS, en prensa).

Por tanto, con respecto a la edad de los materiales de la Hoja hay que decir que podrían ser, en parte, pertenecientes al Cámbrico Inferior. En los niveles del tramo PC-CA 5 se han buscado también microfósiles, pero hasta la fecha los resultados son negativos.

Como, por otra parte, existe continuidad estratigráfica sin discordancia entre las pizarras del techo de la Formación Aldeatejada y el Cámbrico Inferior datado con trilobites y arqueociátidos de la serie de La Rinconada, y si se admite que el paso entre el Precámbrico y el Cámbrico está marcado aquí también por una discordancia, como ocurre en otras zonas del Macizo Hespérico, la Formación Aldeatejada sería de edad Cámbrica y la discordancia habría que buscarla por debajo de ésta o dentro de ella. Sin embargo, si admitimos que el paso entre Cámbrico y Precámbrico es gradual

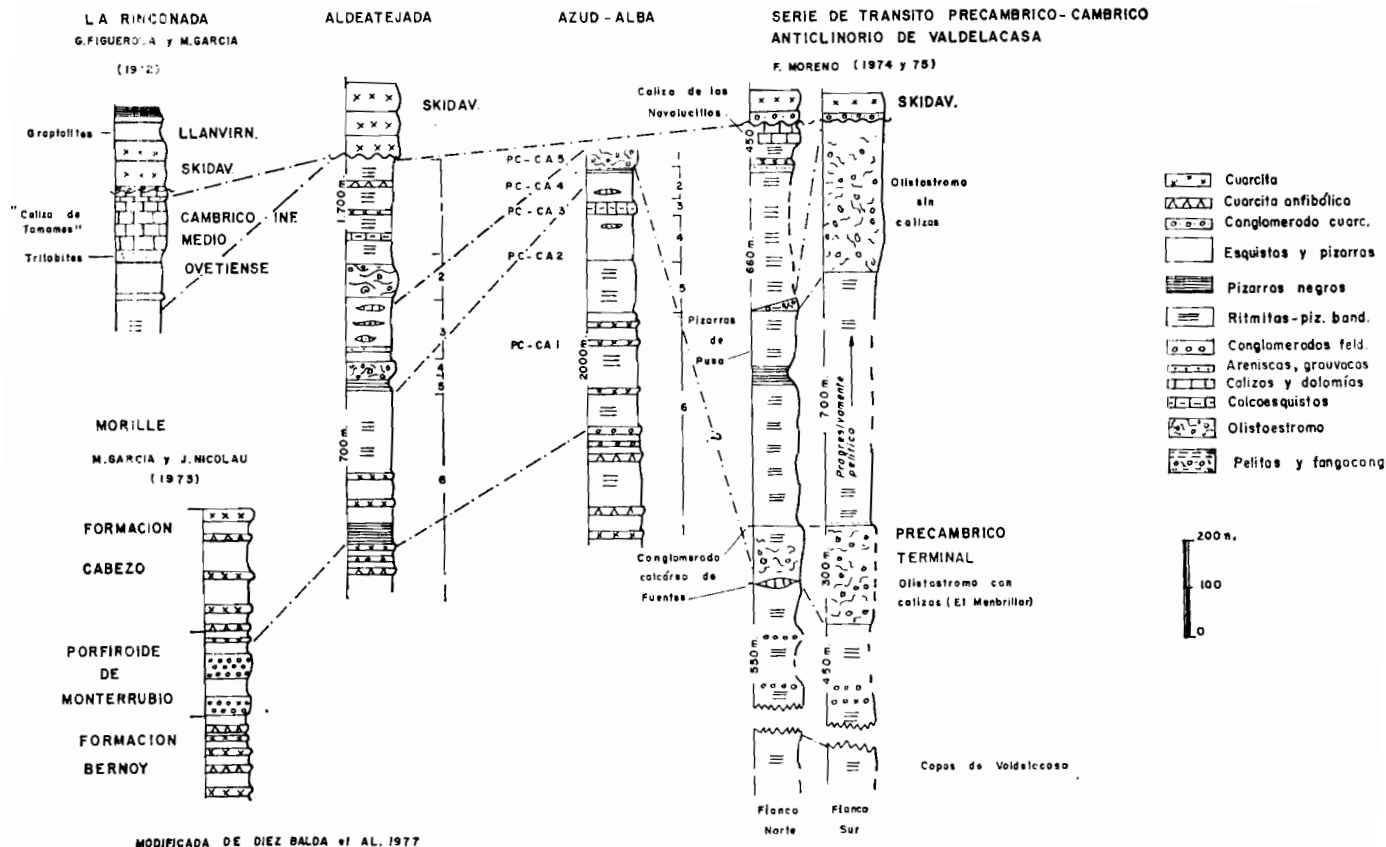


Figura 1.—Esquema de correlación de la serie descrita en la Hoja (serie de Azud-Alba) con otras.

sin discordancia, a través de una serie de tránsito, los materiales de la Hoja podrían ser de tránsito entre el Cámbrico y el Precámbrico.

Con respecto al medio de depósito de los materiales de la Hoja no se disponen de suficientes datos sedimentológicos. Sin embargo, se puede decir que en la formación Aldeatejada se encuentran con frecuencia «riples» de olas, estratificación lenticular y otras estructuras que indicarían un medio somero.

2.2 TERCIARIO

Se diferencian materiales correspondientes al Paleógeno y Neógeno, definiéndose Formaciones en los primeros y Facies en los segundos. El Paleógeno ha proporcionado yacimientos de macro y microvertebrados, lo que ha permitido datarlo en parte. Las dataciones del Neógeno han sido arrastradas de series relativamente cercanas (apartado 2.4.2).

Los depósitos Cenozoicos se sitúan discordantes sobre los materiales del «Complejo esquisto grauváquico», habiéndose sedimentado bajo condiciones netamente continentales.

El estado de conocimiento sobre la sucesión estratigráfica de las Formaciones y Facies definidas, así como la nomenclatura adoptada se sintetizan en el Cuadro I. Las mayores diferencias observadas, en lo que a límites de edad de las formaciones se refiere, son debidas a la utilización de distintas escalas cronoestratigráficas. En este trabajo se adopta la propuesta por el Symposium de Múnich (1975), basada en mamíferos para el Terciario Continental.

2.2.1 PALEOGENO

El Paleógeno en este sector es conocido desde los trabajos de GIL y MAESTRE (1880). Aflora en el borde oeste de la Hoja, en el bloque elevado de la falla Alba-Villoria, extendiéndose por las Hojas adyacentes a ésta (478, Salamanca. y 452, Cantalpino), donde la calidad de los afloramientos permite una mejor caracterización litoestratigráfica y sedimentológica.

Se distinguen tres unidades (Cuadro I) fácilmente identificables por su color, grado de compactación, abundancia y naturaleza de las estructuras sedimentarias, éstas son: Areniscas de Salamanca, Areniscas de Cabrerizos y Areniscas de Aldearrubia. El diagrama triangular de tamaño de grano define claramente la diferencia entre ellas (fig. 2).

2.2.1.1 Arenas y areniscas microconglomeráticas. Niveles con cemento silíceo. Formación Areniscas de Salamanca. Paleógeno (Anterior al Rhenaniense) (Tgs_c^A , Ts_c^A)

El nombre de «Areniscas de Salamanca se debe a ROMAN (1923), JIMENEZ (1972) da 100 metros de potencia para la formación, describiendo úni-

CUADRO I

CUATERNARIO	ARENAS Y GRAVAS DE CILLORUELO	DEPOSITOS CUATERNARIOS	CUATERNARIO
MIOCENO ANTERIOR AL VALLESIENSE INFERIOR O MEDIO	ARENISCAS DE GARCHIHERNANDEZ O CANTALAPIEDRA	F. VILLORIA F. GARCHIHERNANDEZ F. AMATOS F. CARRASCAL	TUROLIENSE VALLESIENSE MIOCENO SUPERIOR
LUDIENSE	A. DE ALDEARRUBIA	F. CILLORUELO	MIOCENO MEDIO Y/O INFERIOR
LUTECIENSE MEDIO A LUDIENSE	A. DE CABRERIZOS A. DE VILLAMAYOR	A. DE ALDEARRUBIA	EOCENO RHENANIENSE
PRELUTECIENSE	A. DEL RIO ALMAR A. DE SALAMANCA	A. DE CABRERIZOS	PALEOGENO
	A. DE AMATOS CAPAS DE SANTIBANEZ	ARENISCAS DE SALAMANCA	
	CONGLOMERADO BASAL		
	SEGUN BIBLIOGRAFIA REGIONAL	NOMENCLATURA ADOPTADA POR LOS AUTORES DE LA HOJA	

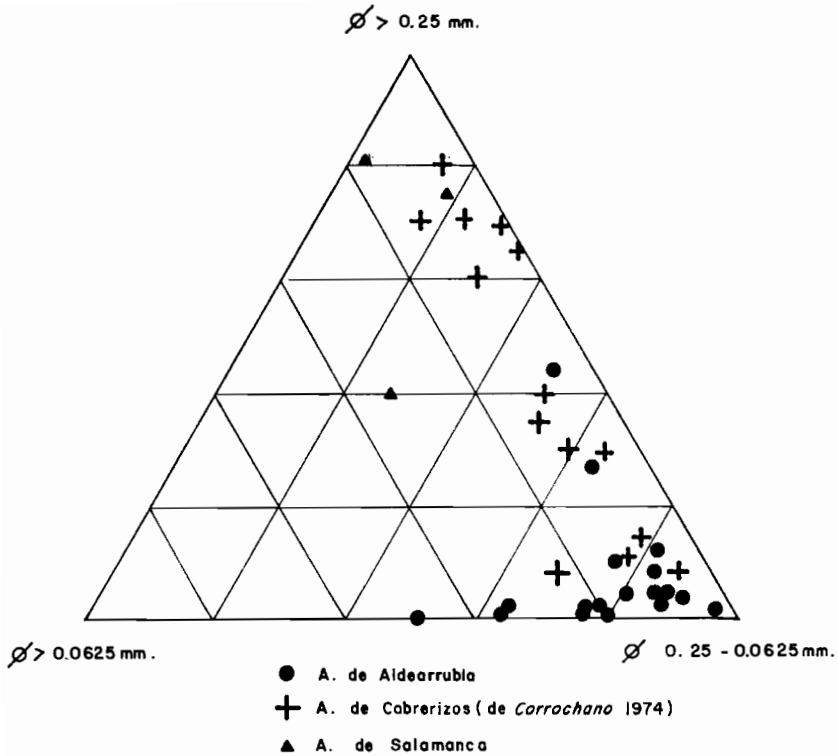


Figura 2.—Tamaño de grano de los sedimentos Paleógenos.

camente los 20 m. superiores. Posteriormente, en 1973, desglosa esta unidad en tres formaciones: Areniscas de Salamanca, Areniscas de Amatos y Areniscas del río Almar, estando esta última por encima de las anteriores; los espesores que da para el conjunto son de 50 m., aproximadamente. En 1975 describe una serie de 15 m. de espesor que sitúa debajo de las Areniscas de Salamanca y que denomina «Areniscas de Santibáñez».

Las relaciones entre estas unidades se pueden observar en el Cuadro I, donde se propone en nombre de «Formación Areniscas de Salamanca» para la Unidad inferior del Paleógeno.

CORROCHANO (1977 y 1979) describe en Zamora una unidad discordante sobre el zócalo, que presenta las mismas características que las Areniscas de Salamanca, a la que denomina «Unidad Inferior».

La mayor parte de las Unidades descritas por los autores anteriores tienen en común la extraordinaria compacidad debida a la cementación silí-

cea que poseen (porcelanitas de GIL y MAESTRE, 1880, y PUIG y LARRAZ, 1883), lo que las hace fácilmente diferenciables del resto del Paleógeno.

Dada la ausencia de hallazgos paleontológicos, no se poseen datos cronestratigráficos. Tradicionalmente aparece en la bibliografía con el nombre de Preluteciense (JIMENEZ, 1970) por encontrarse estratigráficamente debajo del Eoceno datado (Luteciense) en la provincia de Zamora.

En la Hoja esta formación aflora en el cuadrante SO, en el bloque elevado de la falla de Alba-Villoria, discordante sobre los materiales del «Complejo esquistograuváquico» que se encuentran profundamente alterados. Las Areniscas de Salamanca se disponen subhorizontales, siendo el buzamiento regional hacia el NO.

Los afloramientos de mayor extensión están en los alrededores de Carpio Bernardo y en el Recodo, en la confluencia del río Gamo con el río Almar, donde también se pueden observar los mayores espesores, del orden de 50 m. Existen además cuatro afloramientos puntuales, uno de ellos fuera

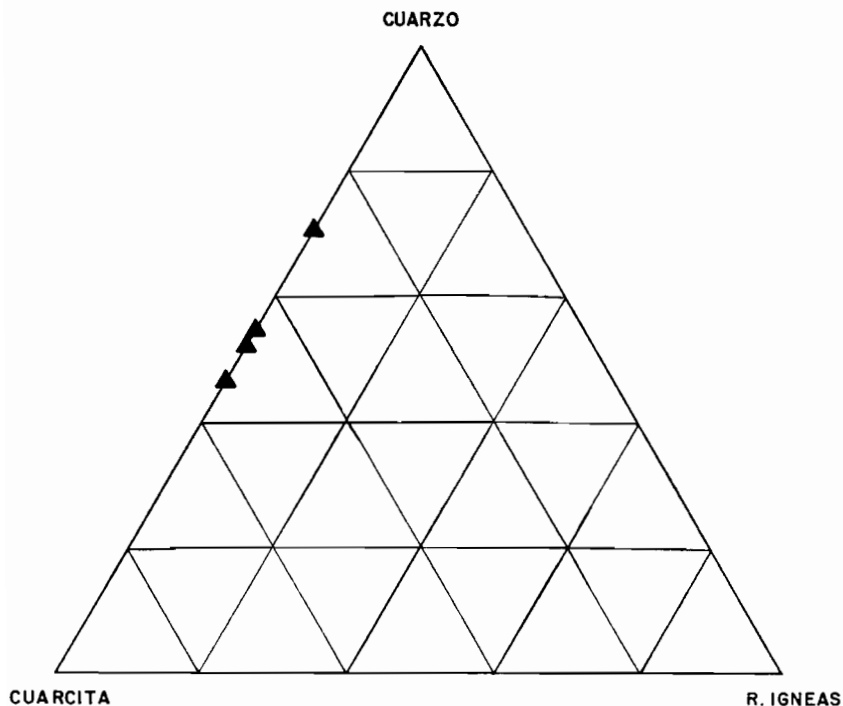


Figura 3.—Composición litológica de los cantos de las Areniscas de Salamanca.

de la Hoja, en el límite con la de Alba de Tormes, que jalonan el trazado de la falla de Alba-Villoria y que se encuentran con buzamientos importantes debidos a su arrastre.

Cartográficamente se han diferenciado dos tramos en función del tamaño de grano de sus componentes litológicos, color y cementación.

El inferior (Tgs_c^A), cuyo espesor máximo medio es del orden de 20 m., comienza por unas areniscas conglomeráticas y conglomerados de carácter discontinuo, cuyos cantos son de cuarzo y cuarcita, en una proporción del 70 y 30 por 100, respectivamente (fig. 3). Se encuentran cementados por óxidos de hierro, lo que da un tono rojo oscuro a la roca. A veces presentan estratificaciones cruzadas en surco. Su potencia es de uno a dos metros.

El resto del tramo lo constituyen niveles de areniscas conglomeráticas y areniscas de colores naranjas y rojizos. Se ordenan en bancos cuya característica interna fundamental es la granoselección. Presentan en la base de las secuencias canales rellenos por gravas cuya naturaleza es de cuarzo y cuarcita en proporciones similares (fig. 3) y cuya dirección de procedencia es del SO.

La composición mineralógica de la fracción pesada pone de manifiesto la presencia casi exclusiva de turmalina (fig. 4). Este dato está de acuerdo

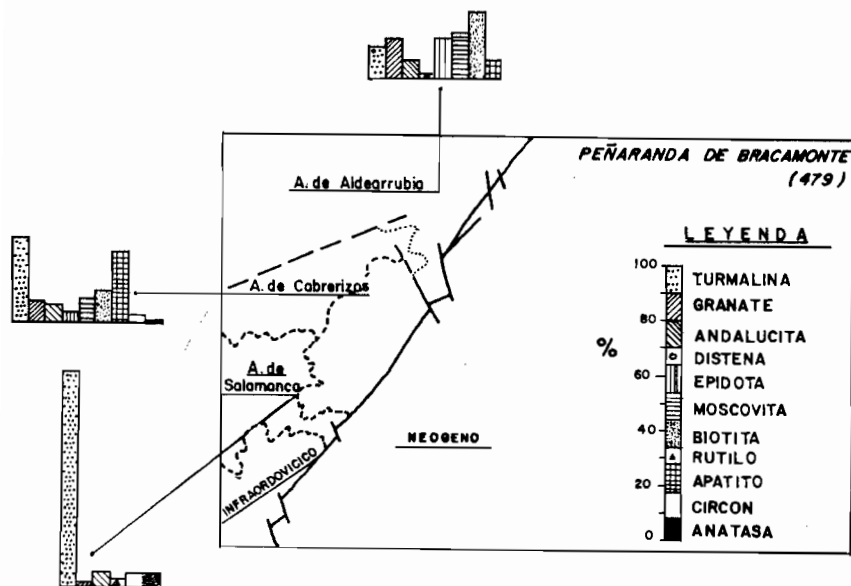


Figura 4.—Minerales pesados de las Formaciones Paleógenas.

con los que para esta unidad citan CORDERO *et al.* (1979) en las cercanías de Almenara de Tormes (Salamanca) y CORROCHANO (1979, 1980) en Zamora.

Las distribuciones de tamaños en papel de probabilidad (fig. 5) es de dos tipos. El primero presenta dos poblaciones, saltación y suspensión, oscilando el porcentaje de esta última entre el 20 y 75 por 100. El límite entre las poblaciones fluctúa entre el tamaño de 0,5 y 1 phi. En el segundo tipo se identifican las tres poblaciones: tracción, saltación y suspensión, cuyos porcentajes son del 6, 80 y 14 por 100 respectivamente, situándose los límites en los tamaños de -1 phi para las dos primeras y 2,5 phi para saltación-suspensión. Este tipo de distribución caracterizaría un depósito fluvial (MOSS, 1962, y VISHNER, 1965).

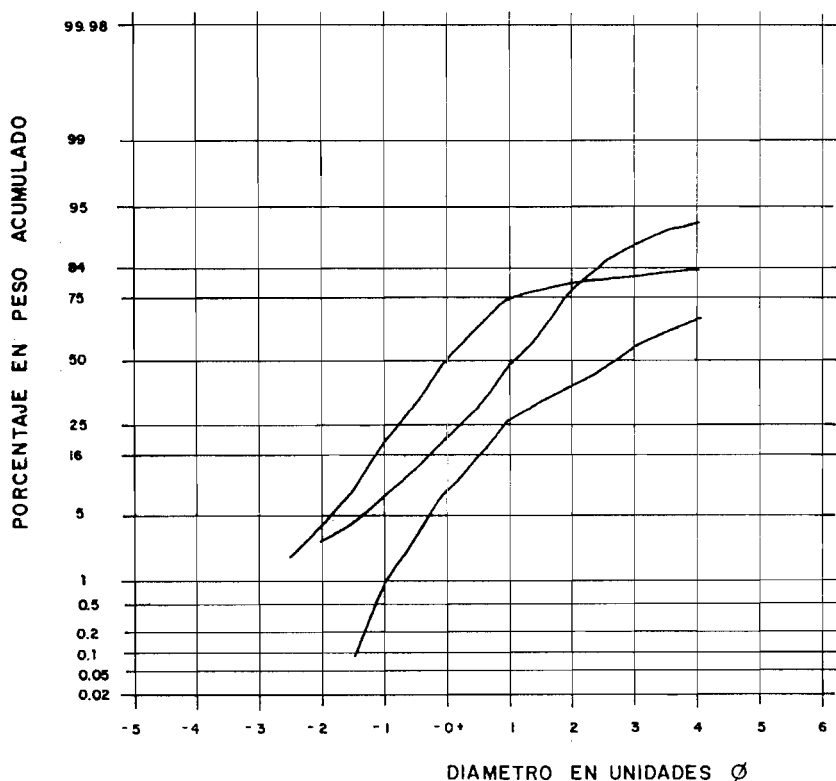


Figura 5.—Distribuciones granulométricas: Areniscas de Salamanca.

El tramo superior (Ts_c^A) es fácilmente identificable por la cementación silíceá que posee. Está constituido por areniscas conglomeráticas y fangos arenosos ordenados en ritmos, siendo la potencia máxima observada del orden de 30 m. En los cerros de Carpio Bernardo se encuentran por lo menos seis secuencias completas (fig. 6), con las siguientes características. El término basal, cuyo límite inferior es una superficie erosiva bastante plana, está constituido por areniscas conglomeráticas de color blanco, con cantos de cuarzo y cuarcita subredondeados. Presentan zonas más arenosas con estratificación cruzada en surco que ponen de manifiesto direcciones de procedencia del SO. Los términos más altos están formados por fangos arenosos de color rojo que poseen laminaciones debidas a «ripples», «burrows» y pistas, y claras evidencias de procesos edáficos. El paso entre los dos términos de la secuencia es transicional.

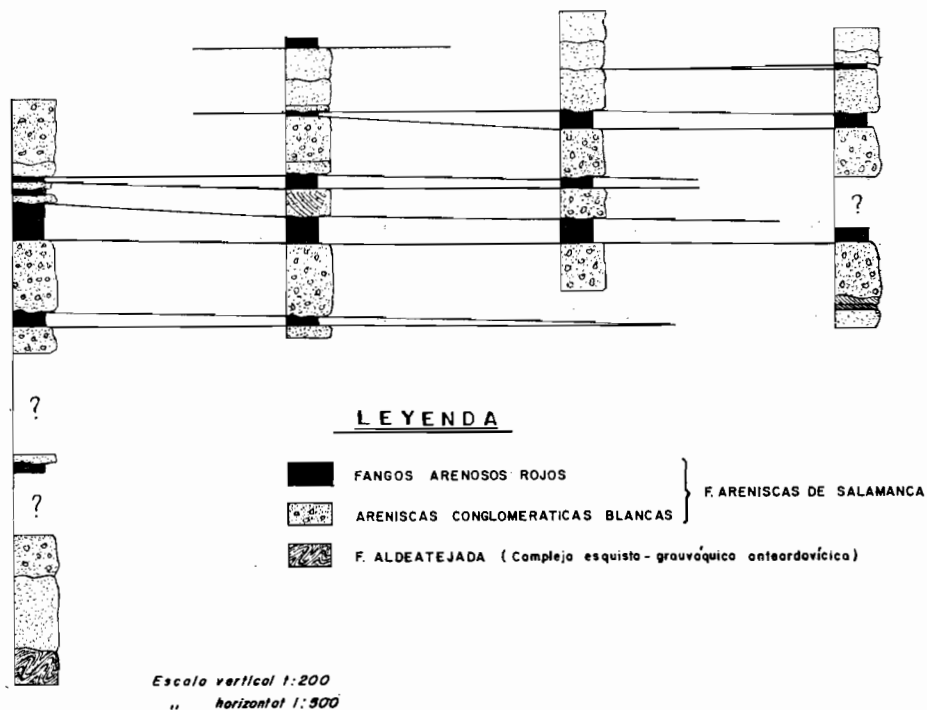


Figura 6.—Secuencias fluviales y su relación lateral en las Areniscas de Salamanca (Carpio Bernardo).

Estos depósitos se interpretan dentro de un modelo fluvial trenzado, relativamente proximal, de canales soldados. Las secuencias granodecrecientes descritas corresponderían a canales activos en los que el relleno de canal y las barras longitudinales están representados por los términos inferiores y los de inundación por los fangos. Los canales serían muy planos, con una relación anchura/profundidad muy elevada y de escasa o nula sinuosidad. Corresponderían al tipo carga de fondo de SCHUMM (1968).

2.2.1.2 Areniscas de grano grueso belges. Ocasionalmente con cemento carbonatado e intercalaciones fangosas. Formación Areniscas de Cabrerizos. Rhenaniense (Eoceno) (Ts_{c2}^{Ab})

El área donde está definida, los escarpes de la margen derecha del río Tormes aguas arriba de Salamanca (Hoja 478), ha sido objeto desde antiguo de numerosos trabajos, la mayoría de ellos con un enfoque paleontológico. Entre éstos, aparte de los que luego se comentarán, merecen destacarse los de GIL y MAESTRE (1880), ROMAN y ROYO (1922), ROMAN (1923), TEMPLADO y PASTORA (1946), CRUSAFONT y TRUYOLS (1958) y JIMENEZ (1968).

El nombre de «Areniscas de Cabrerizos» se debe a JIMENEZ (1972), que describe una serie de 45 m. de espesor en la que predominan los materiales detríticos de grano medio y son frecuentes los paquetes con estratificación oblicua tabular y las superficies de erosión. En la serie tipo identifica tres niveles fosilíferos, dos inferiores, en los que aparecen restos de *Sterogenys salmanticensis* y fragmentos de crocodíleos indeterminados, y el superior con *Podocnemis carbajosa*. Por comparación de esta fauna con la de Corrales (Zamora) supone una edad del luteciense medio.

Las «Areniscas de Villamayor», que afloran al oeste de Salamanca, en el sector de enlace con la fosa de Ciudad Rodrigo, y que han sido estudiadas por ARRESE *et al.* (1964), JIMENEZ (1970), ALONSO GAVILAN *et al.* (1976) y CORDERO *et al.* (1979), presentan características muy similares a las «Areniscas de Cabrerizos», por lo que deben considerarse equivalentes.

La discordancia con la Formación Areniscas de Salamanca y el Esquistograuváquico se pone de manifiesto a nivel regional y cartográficamente hacia el oeste en la Hoja vecina (478), en donde se definen mejor sus características. Su potencia en la localidad tipo es de 45 a 50 metros.

Tiene una representación escasa, situándose los mejores afloramientos en las proximidades de Encinas, en la margen derecha del río Tormes. El más completo no permite más que obtener una serie muy parcial formada por arenas y areniscas blancas y amarillentas de grano grueso, mal calibradas, con algunos cantos dispersos y que contienen restos de Quelonios en el «chanel lag». Se apoyan por medio de una superficie erosiva sobre fangos arenosos bioturbados. Tanto los fangos como las areniscas contienen fel-

despatos. Se puede evidenciar la existencia al menos de dos ciclos grano-decrecientes que pueden interpretarse como el resultado de un sistema fluvial trenzado.

La asociación de minerales pesados es turmalina (20-60 %), apatito (11-40 %), Biotita (1-30 %), Moscovita (1-20 %), granate (8-14 %), Andalu-cita (2-13 %), epidota (1-10 %) y circón (1-7 %) (fig. 4). Es análoga a la definida por CORROCHANO (1974) en el corte tipo y a la que CORDERO *et al.* (1979) encuentran en Torresmenudas (Salamanca).

Desde el punto de vista granulométrico, Cabrerizos ocupa una posición intermedia entre las Areniscas de Salamanca y las de Aldearrubia (fig. 2). La distribución de tamaños representativa de estos depósitos (fig. 7) muestra dos poblaciones: la de suspensión que comprende el 30 por 100 del sedimento y con tamaños menores de 2 phi (límite de arena media-arena

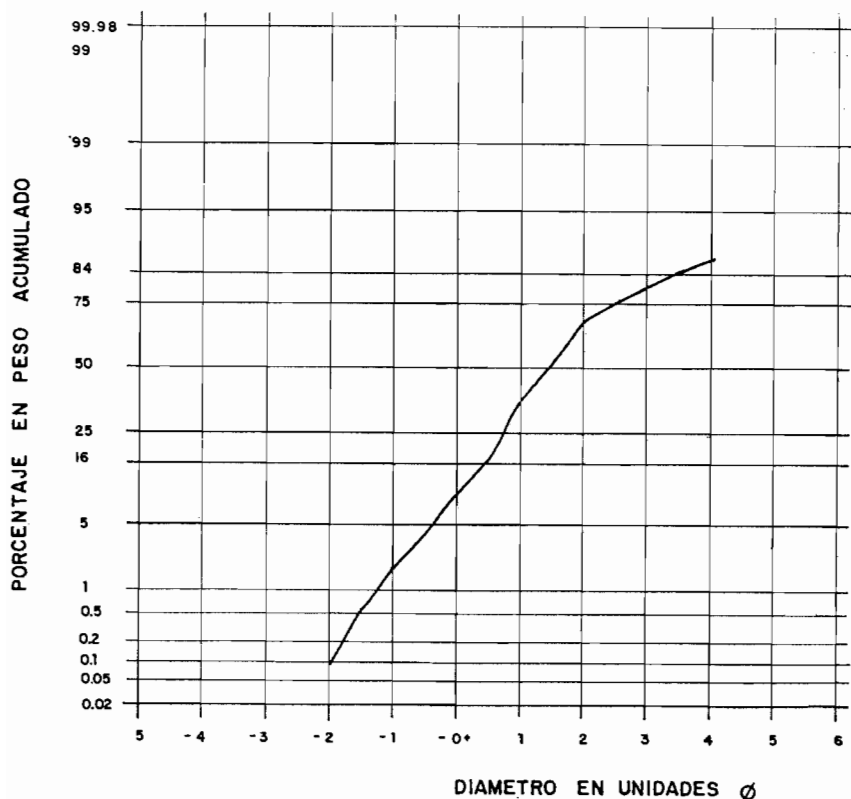


Figura 7.—Distribuciones granulométricas: Areniscas de Cabrerizos.

fina) y la de saltación (70%) con tamaños comprendidos entre arena media y grava.

La datación de la Formación Areniscas de Aldearrubia suprayacente permite colocar estos depósitos en el Rhenaniense.

2.2.1.3 Areniscas de grano fino rojas. Cemento ferruginoso. Formación Areniscas de Aldearrubia. Rhenaniense (Eoceno Superior) (T_{S_{ca}}^{Ac})

Es la unidad más alta del Paleógeno, al menos en la región estudiada. Se definió en la localidad del mismo nombre, situada en el límite de la Hoja de Salamanca (478) con la de Peñaranda de Bracamonte (JIMENEZ, 1972). Posee allí más de 110 metros de espesor, caracterizándose por su color rojizo y la abundancia de estructuras sedimentarias. Destaca el tránsito gradual con las Areniscas de Cabrerizos, infrayacentes a éstas.

Las primeras dataciones corresponden a MIQUEL (1906), que encuentra en San Morales, *Paloplotherium (Palaeotherium) minus*, CUV. y *Xophodon gracile* CUV.; éstos poseen una extensión vertical bastante grande (Bartoniense a Sannoislense). CRUSAFONT y TRUYOLS (1958) citan *Paleotherium talla minus* y *Palaeotherium talla magnum*, confirmando su edad Ludiense. JIMENEZ (1972) describe fragmentos de *Podocnemis armuniensis* y *Duerochelys arribasi*, que sitúa en el Ludiense por proximidad estratigráfica con la fauna anterior.

El hallazgo en los escarpes próximos al Balneario de Babilafuente de los micromamíferos *Remys cf. minimus* HARTENBERGER y *cf. Elfomys tobieni* THALER (Apartado 3), precisan la biozona de Robiac, que corresponde al Rhenaniense terminal, en la escala continental, correlacionable con el Eoceno Superior.

Aflora en la mitad noroccidental, en el bloque elevado de la falla Alba-Villoria, ocupando toda la llanura existente entre Huerta y Villoria. Únicamente presenta escarpes con buenos afloramientos en los relieves del Norte y en los cortes que proporciona la vía del ferrocarril.

Se presenta subhorizontal o muy tectonizada con buzamientos muy importantes: los mayores valores, de hasta 62°, se encuentran en los alrededores de Cordovilla, donde los afloramientos están limitados por el sistema de fracturas de dirección SO-NE, y NO-SE.

Litológicamente las Areniscas de Aldearrubia poseen el tamaño de grano más fino de todas las que integran el Paleógeno (fig. 2). Son areniscas muy bien calibradas, con predominio de tamaño fino y muy fino (entre el 94 y 68 por 100 del total de la muestra); también hay limolitas y arcillas, siendo más importante el espesor de las primeras en el conjunto de los afloramientos.

El color que domina en la formación es el rojo y el amarillento-rojizo, aunque en las litologías más finas se pueden observar a veces un bandeado de colores amarillentos-verdosos.

La potencia máxima calculada es del orden de 120 metros aproximadamente.

El conjunto de la formación está formado por megacuerpos arenosos soldados y separados en ocasiones por fangos. Están constituidos por unidades más pequeñas limitadas por cicatrices acanaladas relativamente planas. Cada una de éstas, a su vez complejas, está constituida por areniscas de grano fino; en la base pueden presentar cantos blandos de tonos verdosos, de hasta 20 cm., que jalonan la cicatriz a modo de «channel lag». También se han observado estructuras de acreción lateral en la base. La laminación paralela es muy frecuente y se encuentra en la mayoría de los casos extraordinariamente deformada por estructuras de fluidificación debidas según LOWE (1975) a escape de agua. También se pueden encontrar estratificaciones cruzadas curvas. La parte alta de estas secuencias son arenas de grano muy fino con «climbing ripples» o fangos de color amarillento verdoso con laminación de «ripples» y bioturbados.

Las curvas acumuladas (figs. 8 A y B) presentan una población de tracción muy poco desarrollada, cuando aparece, con porcentajes que oscilan entre el 3 y el 5 por 100. El sedimento transportado en saltación está muy bien representado, mostrando un calibrado bueno o muy bueno, encontrándose entre los tamaños de 1,5 y 3,5 ϕ . El conjunto de suspensión que comprende entre el 10 y el 60 por 100 del total corresponde a los tamaños inferiores de 3 ó 3,5 ϕ .

Estas características son constantes en toda la formación, apareciendo tanto en las muestras obtenidas en la serie de Babilafuente (fig. 8 A), como en las muestras aisladas recogidas en tramos estratigráficamente más bajos (fig. 8 B); no obstante, en estas últimas existe mayor variabilidad.

La asociación mineralógica de la fracción pesada es: granate (1-37 %), epidota (0-36 %), turmalina (1-52 %), andalucita (1-23 %) y apatito (0-32 %). La asociación media se representa en la figura 4. Las micas, moscovita (0-38 %) y biotita (4-55 %), son muy abundantes, constituyendo un rasgo textural importante al aparecer orientadas. Esta asociación refleja una procedencia metamórfica. La amplitud en la variación de los porcentajes en cada una de las especies mineralógicas hay que explicarla con base a las variaciones petrológicas en el área fuente.

Las direcciones de paleocorrientes medidas en estratificaciones cruzadas en surco y en paleocauces indican una procedencia de aportes del S-SO.

La sucesión vertical de estructuras, en cada una de las secuencias, indican grandes variaciones de flujo, semejantes a las que ocurren dentro de un sistema fluvial trenzado. Las arenas con laminación horizontal y estratificaciones cruzadas en surco corresponden a depósitos dentro del canal o

barras, mientras que las arenas de grano fino, limos y arcillas del techo cortados por las unidades suprayacentes, representan los depósitos de inundación o desbordamiento. Las cicatrices basales ponen de manifiesto la geometría de los canales, con una relación anchura-profundidad elevada. Su sinuosidad es muy acusada, dando lugar a migración y construcción de barras laterales (acreción lateral). Las características morfológicas de los canales, el tamaño de grano tan fino que posee su relleno, la falta de gravas y arenas de grano grueso, así como la secuencia de estructuras, hace pensar en un modelo fluvial trenzado distal.

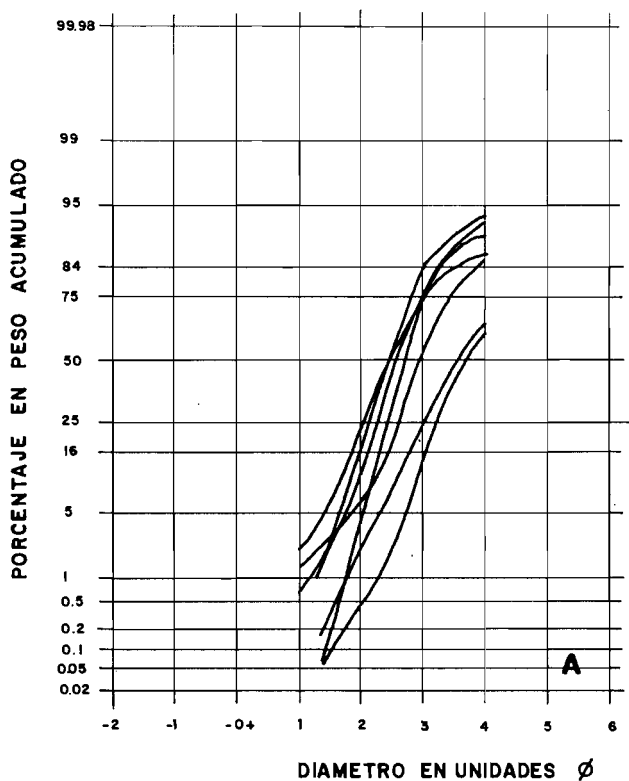


Figura 8 A.—Distribuciones granulométricas: Arenas de Aldearrubia (muestras serie del Balneario de Babilafuente).

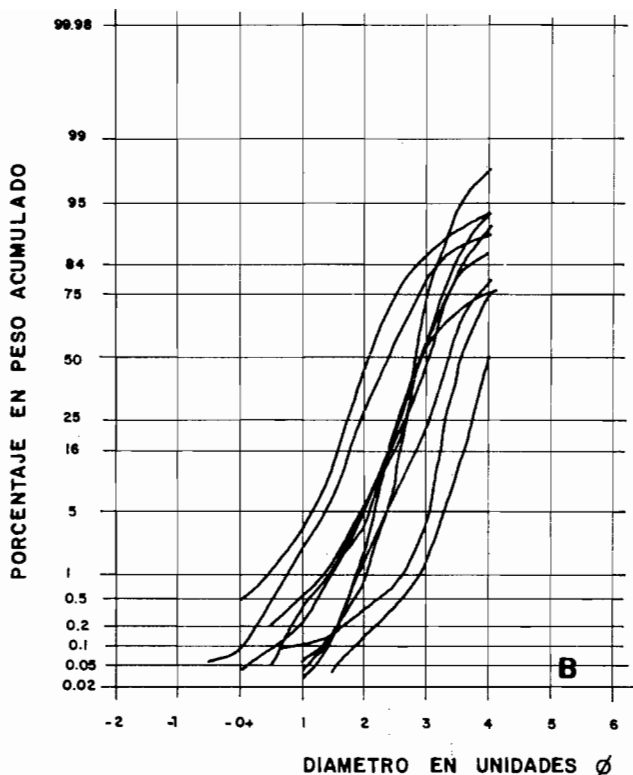


Figura 8 B.—Distribuciones granulométricas: Areniscas de Aldearrubia (muestras aisladas).

2.2.2 NEOGENO

El Neógeno ocupa alrededor del 75 por 100 del área cartografiada, aflorando en ambos bloques de la falla Alba-Villoria. Su mayor potencia la alcanza en el hundido, donde se detectan sobre el Paleógeno unos 650 metros de sedimentos que pueden considerarse neógenos. No obstante, no hay que descartar el que estén también representados los oligocenos (apartado 8). De ellos, únicamente se pueden observar aproximadamente los 300 metros superiores en los que se encuentran los conjuntos de facies más bajos aflorantes en todo el borde sur de la Cuenca del Duero.

Se han distinguido las siguientes facies (Cuadro I): Cilloruelo, Carrascal, Amatos, Garcihernández, Arauzo y Villoria.

2.2.2.1 **Areniscas conglomeráticas blanco-rojizas y ortoconglomerados. Cantos de cuarzo fundamentalmente. Intercalaciones de areniscas grises y blancas muy compactas (Ts_{c11}^{Ba-Bb}) y de fangos y areniscas fangosas de tonos púrpuras (Tfs_{c11}^{Ba-Bb}). Facies Cilloruelo. Mioceno anterior al Vallesiense (Tsg_{c11}^{Ba-Bb}).**

El nombre de «Areniscas y gravas de Cilloruelo» fue propuesto por JIMENEZ (1973) para definir las pretendidas terrazas cuaternarias que afloran en las proximidades de esta localidad.

Su disposición cartográfica y la relación que guarda con el resto de los materiales paleógenos y neógenos induce a considerarlos como los más bajos del Mioceno aflorante.

Poseen poca extensión, apareciendo en el área de Cilloruelo-Encinas, al oeste de la falla Alba-Villoria. Los principales afloramientos que permiten la observación de las facies en detalle se encuentran en las canteras del Recodo del Tormes y Cilloruelo. Marcan la discordancia con el Paleógeno, apoyándose sobre las Areniscas de Salamanca y las Areniscas de Cabrerizos. Su potencia es de 50 metros, aproximadamente. Está algo tectonizada, afectada por fracturas y buzando el SE-S.

Desde el punto de vista litológico está formada por areniscas, arenas y ortoconglomerados.

Las arenas y areniscas de tonos blanco-rojizos son de tamaño de grano grueso a muy grueso, oscilando el contenido en gravas entre el 5 y el 25 por 100 (fig. 9). La fracción de fango es más importante, oscilando entre el 15 y 40 por 100. Los granos son de subredondeados a subangulosos. Los datos de composición de minerales ligeros muestra porcentajes de cuarzo muy elevados (60-90 %), feldespatos totales muy variables (1-37 %), correspondiendo únicamente el 2 por 100 de éstos a las plagioclasas. La asociación de minerales pesados es de: turmalina (42-55 %), biotita (9-23 %), moscovita (15-39 %) y andalucita (8-13 %). La composición media se refleja en la figura 10.

Las distribuciones granulométricas responden a dos tipos (fig. 11). El primero con una población transportada en suspensión (33 al 90 %) y otra en saltación. El punto de ruptura oscila entre 1,3 y 1,5 phi. Una de las distribuciones presenta población en rodamiento (mayor de -1,5 phi) en porcentajes del 0,5 por 100. Están mal calibradas, excepto la de saltación, cuyo calibrado es moderado. El segundo queda definido por una población en suspensión (25-50 %), cuyo límite con la de saltación se coloca entre 0 y 0,8 phi. La población en rodamiento (2 %), cuando aparece, se desarrolla en tamaños mayores de -2,2 phi. El calibrado es bueno en la población en saltación y pobre en las restantes.

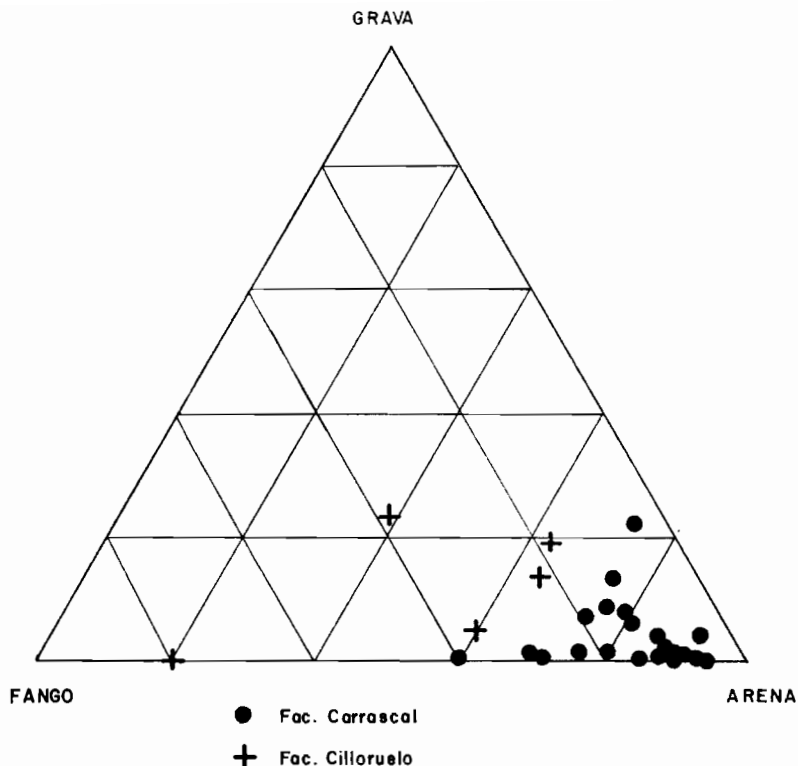


Figura 9.—Tamaño de grano de las Facies Cilloruelo y Carrascal.

Los ortoconglomerados están subordinados a las arenas y gravas conglomeráticas. Quedan bien diferenciados del resto del Mioceno por su espectro litológico: cuarzo, más del 80 por 100; cuarcitas, inferiores al 20 por 100, y esquistos, feldespatos y lilitas, por debajo del 2 por 100 (fig. 12). El tamaño máximo de los cantos, redondeados a subredondeados, es del orden de 20 cm., estando el medio comprendido entre 5 y 7 cm.

Subordinados a las arenas y conglomerados, intercalados como lentejones, hay limos y fangos de tonos verdosos con laminaciones y «ripples»; frecuentemente aparecen erosionados e incorporados como cantos blandos a los rellenos de canal.

Las estructuras dominantes en todo el conjunto son los surcos a pequeña y mediana escala y menos frecuentemente estratificación cruzada planar.

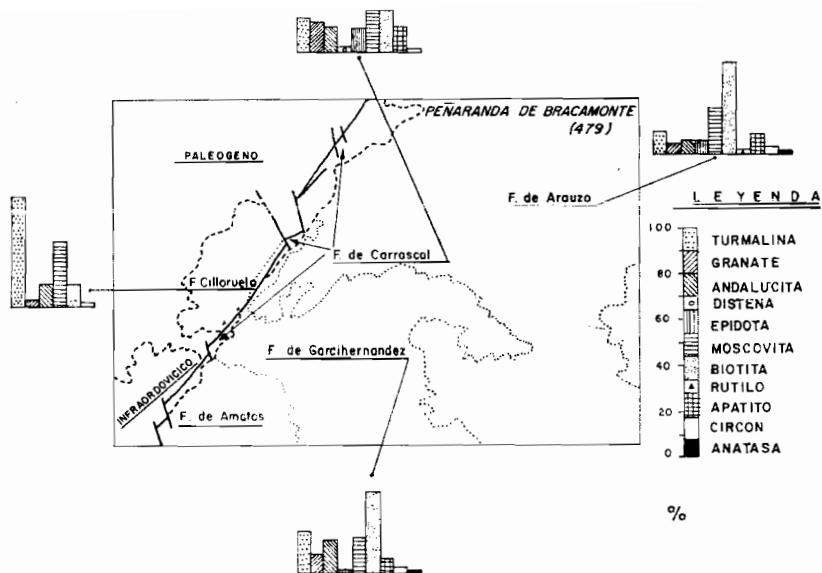


Figura 10.—Minerales pesados de las facies miocenas.

Intercalados en el conjunto se han cartografiado niveles de fangos y arenas fangosas ($Tf_{S_{CII}}^{Ba-Bb}$), cuya característica principal es su edafización, que le confiere colores rojos-púrpuras, que por alteración se vuelven blancos. También se distinguen capas de areniscas de tonos gris-blancos fuertemente cementados por caolinita y sílice, y que proporcionan resaltes en la topografía ($T_{S_{CII}}^{Ba-Bb}$). Tanto éstos como los anteriores constituyen en el área de Cilloruelo buenos niveles de referencia, situándose en todo el conjunto.

Dada la escasa extensión de afloramientos, no puede apreciarse una evolución espacial para esta facies. La única variación que se puede constatar es la disminución del tamaño de grano hacia el NE. Esta tendencia es más patente en la vertical.

Las características que presentan se interpretan como propias de rellenos de canales fluviales pertenecientes a un sistema trenzado y a menudo torrencial con una carga fuertemente fangosa y cuya dirección de aportes tiene una componente oeste. El carácter torrencial se va atenuando en el tiempo y en el espacio, ya que hacia el NE pasa a condiciones netamente fluviales.

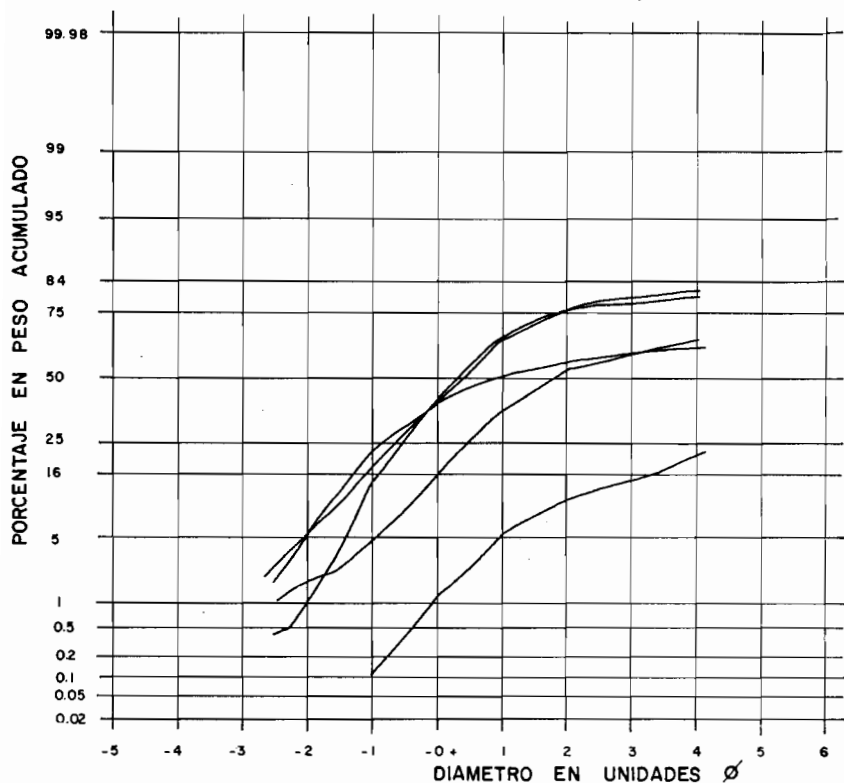


Figura 11.—Distribuciones granulométricas: Facies Cilloruelo.

2.2.2.2 Alternancias de arenas, arenas fangosas y fangos verdosos. Facies Carrascal. Mioceno anterior al Vallesiense (Ts_{c11}^{Ba-Bb})

Encima y concordante con el conjunto anterior se localiza la Facies Carrascal. Toma el nombre de las lomas de El Carrascal, situadas en las proximidades de Encinas (unos 4 Km. al SE), inmediatamente al sur de la carretera N-501.

Se encuentra adosada a la falla Alba-Villoria, fundamentalmente al este, estando por esta razón fuertemente tectonizada con buzamientos hasta 60-70°. Presenta un plegamiento longitudinal con pliegues cuyos ejes son sensiblemente paralelos a la dirección de la fractura. La potencia máxima

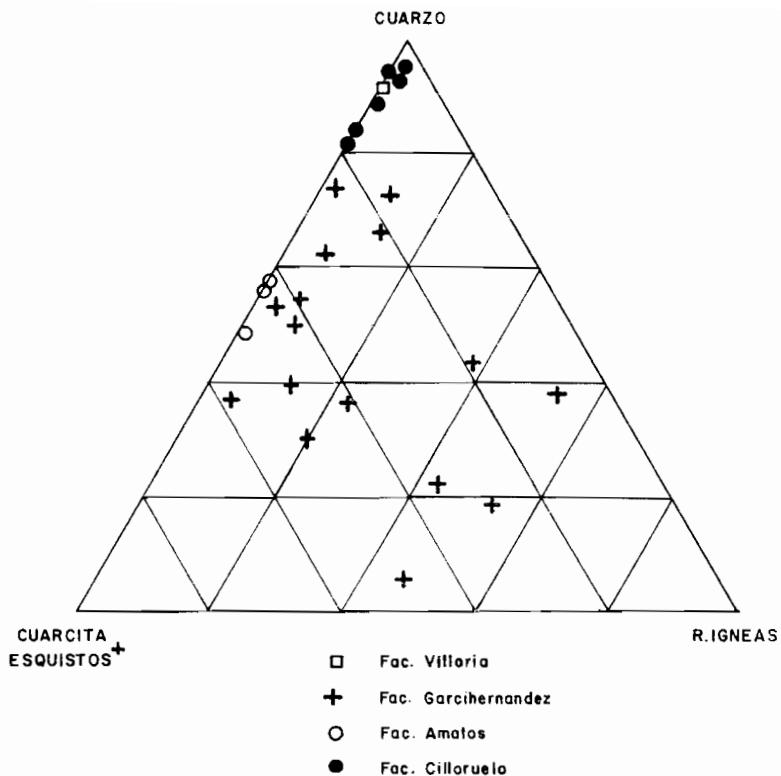


Figura 12.—Composición de los cantos en los sedimentos Miocenos.

medida es del orden de 90 metros, pero puede pensarse en espesores mayores (apartados 5 y 8).

Litológicamente está formada por arenas, arenas fangosas y fangos, todos ellos de tonos grisáceos a gris verdosos, muy constantes en todos los puntos.

Las arenas son de tamaño medio a grueso, subangulosas a subredondeadas, y el contenido en fango está siempre alrededor del 10 por 100, sobrepasando en ocasiones el 20 por 100. El tamaño grava es siempre inferior al 10 por 100 (fig. 9). La fracción ligera está constituida por cuarzo en porcentajes superiores al 75 por 100, feldespato potásico (1-25 %) y las plagioclasas son raras o ausentes. La asociación de minerales pesados en orden de importancia es: biotita (2-70 %), moscovita (2-59 %), turmalina

(2-34 %), granate (1-41 %), apatito (0-34 %), andalucita (2-26 %) y epidota (0-36 %), que indicaría un área fuente metamórfica. La media se representa en la figura 10.

Las distribuciones granulométricas son complejas, pudiendo distinguirse cuatro tipos:

a) Presenta una población única, que se desarrolla principalmente en el tamaño arena, moderadamente calibrada (fig. 13 A). Los fangos van del 15 al 40 por 100 y las gravas son menores del 2,5 por 100.

b) Este tipo (fig. 13 B) está poco representado, tiene las tres poblaciones: suspensión (9-10 %), saltación (60-65 %) y tracción (menos del 3,5 %). El límite entre las dos primeras se sitúa entre 3,2 y 3,5 phi y el de las últimas entre 0,3 y 0,5 phi. El calibrado es malo en la primera, bueno para saltación y de malo a moderado en la última.

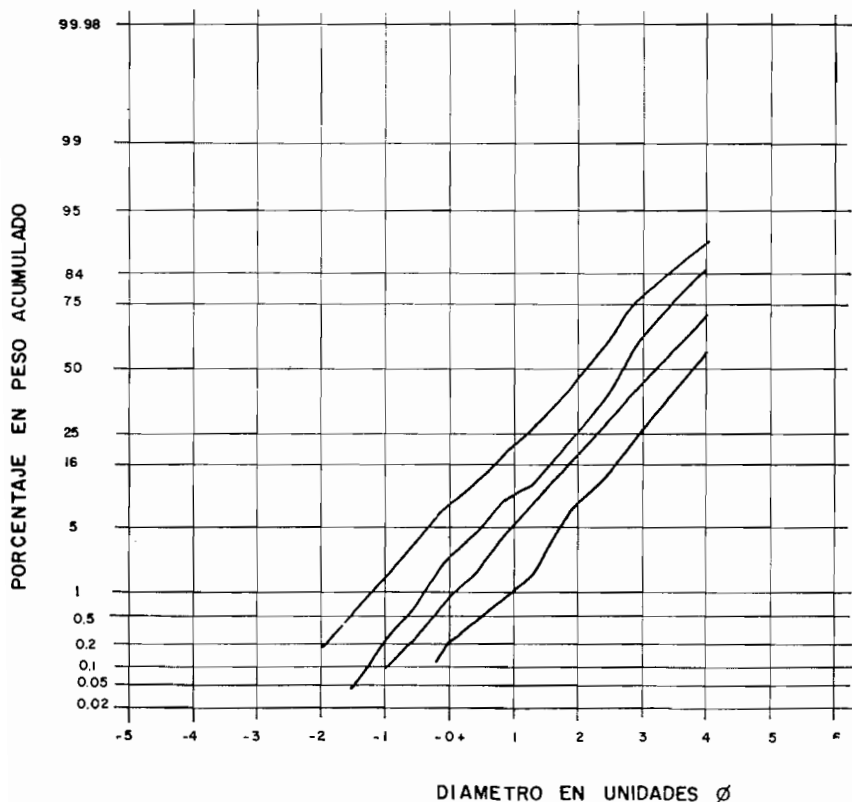


Figura 13 A.—Distribuciones granulométricas: Facies Carrascal.

c) La suspensión en el tipo siguiente comprende del 10 al 18 por 100, está mal calibrada y el punto de ruptura con la población en saltación se coloca en 2,3-2,4 phi; ésta y la tracción (porcentaje inferior al 7 %) aparecen bien calibradas y el punto límite entre ambas se sitúa entre 0 y $-1,7$ phi. (fig. 13 C).

d) El último tiene una población en suspensión (25-60 %), en saltación (51-65 %) y tracción (menor del 2 %). Los puntos de inflexión son de 0 a 1,8 phi entre las primeras y $-1,5$ a -2 phi entre los últimos. El calibrado es pobre para la primera, bueno para la segunda y de malo a moderado para la tercera (fig. 13 D).

Localmente las arenas presentan cantos dispersos o formando niveles de escasa potencia y continuidad lateral hacia la base. Su litología es fun-

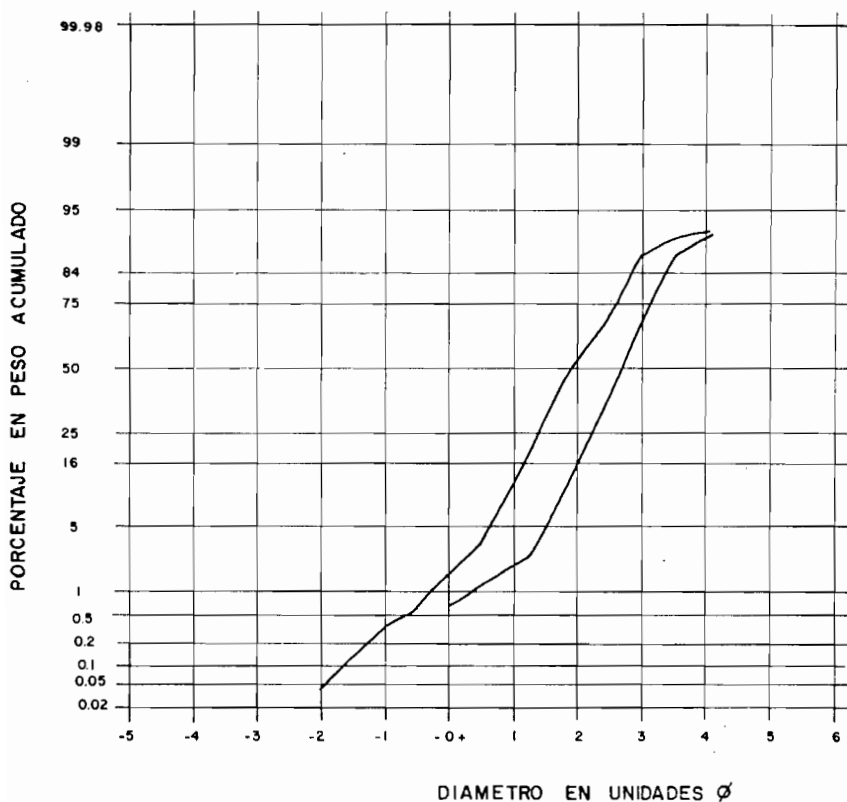


Figura 13 B.—Distribuciones granulométricas: Facies Carrascal.

damentalmente de cuarzo, cuarcita, esquistos, y raramente cantos de rocas ígneas. Los tamaños máximos no sobrepasan los 5 cm., siendo los más frecuentes de 2 a 3 cm.

Al SO de Carrascal, en el corte proporcionado por una de las zanjas del Proyecto de Regadío de la Armuña, se ha obtenido la serie más completa (80-90 m.) y representativa de esta facies (serie núm. 3). Está formada por ciclos separados por superficies erosivas normalmente planares. Los ciclos constan de una arena fangosa de grano grueso, que transicionalmente pasa a fangos arenosos a veces bioturbados. La potencia de los ciclos es variable, oscilando entre 1 y 8,5 metros; los términos de arena pueden alcanzar los 6 metros y los fangos hasta 2 metros. Tanto las arenas como los fangos se presentan masivas y las únicas estructuras observadas son laminaciones en algunos términos fangosos y «ripples» muy escasos.

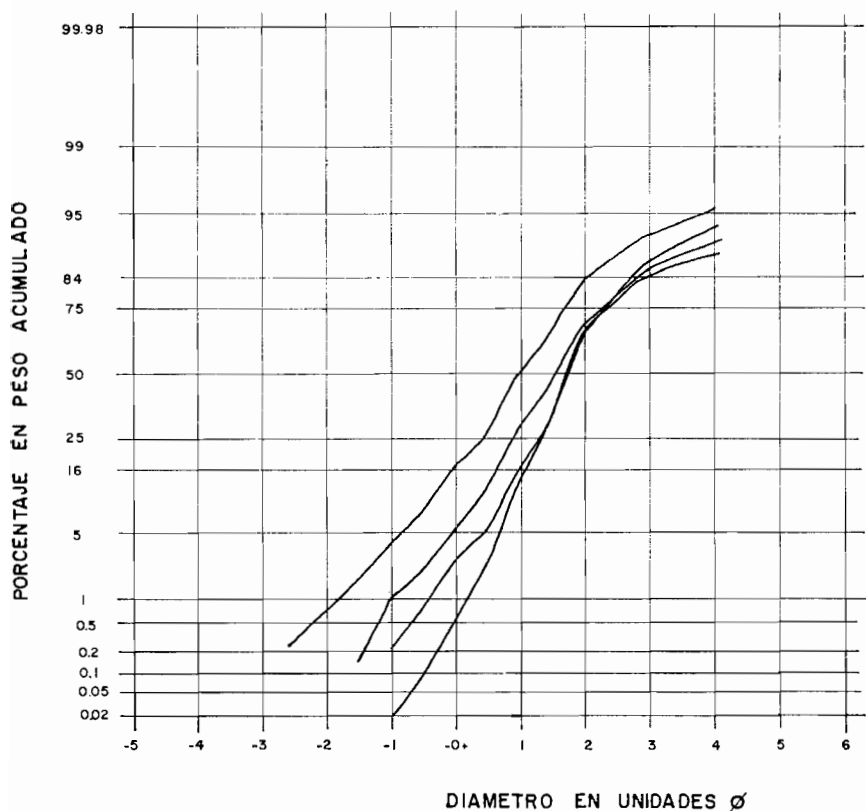


Figura 13 C.—Distribuciones granulométricas: Facies Carrascal.

En conjunto la facies es bastante homogénea y monótona, conservando las características a nivel regional. En afloramientos situados en las proximidades de Villoria se han observado estratificaciones cruzadas en surco, en arenas bien calibradas, con cantos blandos y restos de huesos (apartado 3), fangos y limos verdes con ripples y laminaciones, que se pueden interpretar como secuencias de relleno de canal correspondiente a un sistema fluvial trenzado. De todas formas esto es anómalo, ya que está intercalado en el conjunto de la facies que presenta características diferentes. La geometría tabular, el carácter secuencial, las superficies planares separando secuencias, la ausencia de estructuras en arenas bien calibradas y con pocos fangos, hace pensar más en un depósito de corrientes efímeras e intermitentes con una carga fangosa variable desarrollados en canales

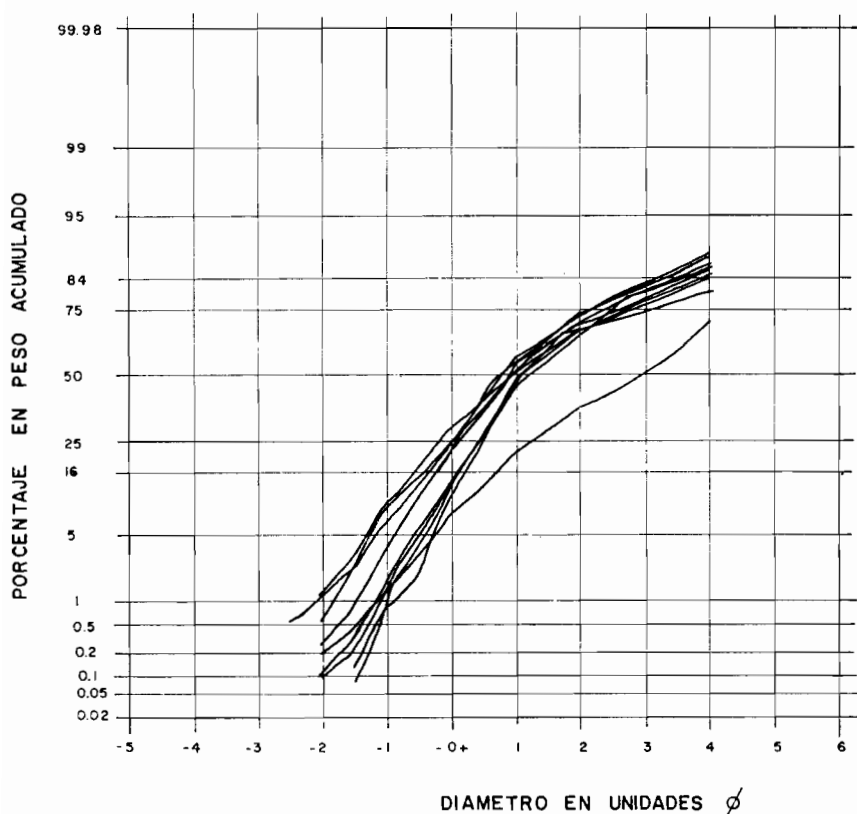


Figura 13 D.—Distribuciones granulométricas: Facies Carrascal.

muy amplios e inundaciones periódicas y caídas de flujo rápidas. Únicamente al descender el régimen de flujo se detectan «ripples» en los términos fangosos más altos y corrientes residuales y más continuas darían lugar al sistema fluvial más estable sobreimpuesto.

2.2.2.3 Arenas fangosas conglomeráticas, pardo rojizas con cantos metamórficos. Facies Amatos. Vallesiense (Ts_g^{Bc}_{c11})

La distribución de esta facies está limitada al extremo suroccidental en las proximidades de Amatos, de la que toma el nombre. Equivalen estratigráficamente a la Facies Garcihernández, pasando lateral y verticalmente hacia el norte y este a ella. Su potencia es del orden de 35 a 40 metros.

Se encuentra discordante sobre la Facies de Carrascal, presentándose horizontal a subhorizontal, incluso en las proximidades de la falla Alba-Villoria, por la que está afectada como se observa en la carretera al sur de Amatos.

Litológicamente está formada por arenas fangosas conglomeráticas y arenas fangosas de tonos naranjas a rojizas con parches verdes característicos. Las arenas son de tamaño de grano grueso y muy grueso, con contenidos en fango entre el 10 y el 23 por 100 y de gravas del 8 al 33 por 100 (figura 14). Presentan un único tipo de distribución granulométrica (fig. 15) con población en suspensión mal calibrada [20 al 55 %]. El punto de ruptura con saltación [bien calibrada] se sitúa entre 0 y 1 phi. Sólo en una de las muestras aparece población en tracción (5 %) con tamaños superiores a 2 phi.

Los cantos se encuentran empastados en la matriz arenoso-fangosa y alcanzan hasta 30 cm. de centil. Su espectro litológico corresponde a: cuarzo (50 al 58 %), cuarcita (23 al 36 %) y esquistos (8 al 18 %). En proporciones inferiores al 2 por 100 aparecen lilitas, feldespatos y cantos del Paleógeno (Areniscas de Salamanca) (fig. 12); están subredondeados-subangulosos y a veces muy redondeados. Algunas cuarcitas se encuentran rubefactadas y arenizadas y los feldespatos en vías de alteración.

En ocasiones se han observado canales aislados y orientaciones en cantos que dan procedencias del SO o S-SO. Sin embargo, la característica fundamental de esta facies es su desorganización textural, que unido a su carácter local, composición y relación con otras facies, permite interpretarlas como coladas fangosas («mud flow») desarrolladas en un abanico aluvial.

2.2.2.4 Arenas cuarzo feldespáticas fangosas y ortoconglomerados blanco-amarillentos, con cantos plutónicos y metamórficos. Facies Garcihernández. Vallesiense (Ts_g^{Bc}_{c11})

Toma el nombre de la localidad de Garcihernández, emplazada a orillas

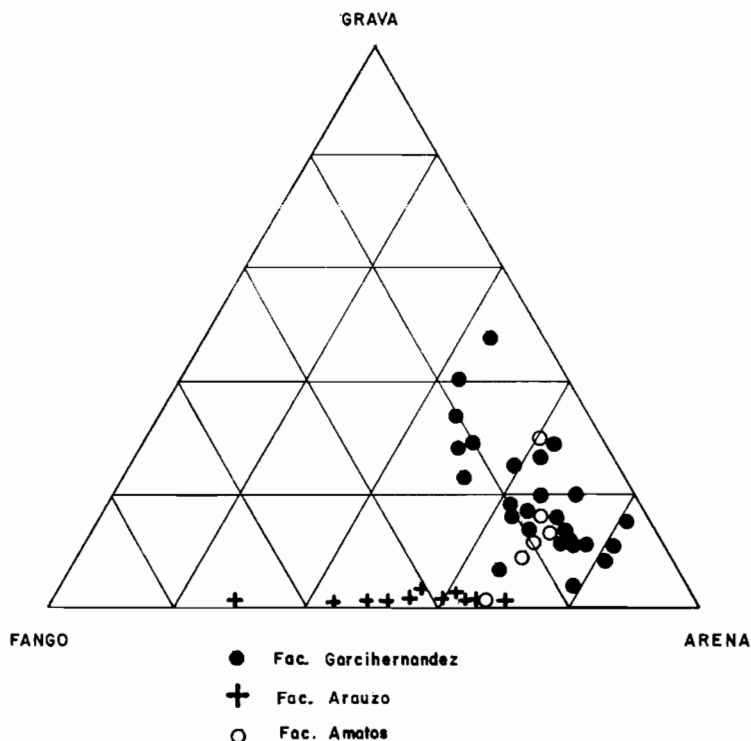


Figura 14.—Tamaño de grano de las facies Vallesienses.

del río Gamo, en cuyos escarpes la erosión en cárcavas permite la observación y obtención de buenas series.

Se sitúa discordante sobre la facies Carrascal, disponiéndose horizontal o subhorizontalmente. Únicamente en las proximidades de la falla de Alba-Villoria se inclina hacia el SSO.

La litología es análoga a la de otras facies, estando constituidas por arenas gruesas a muy gruesas de color blanco-amarillento a rojizo, con granos angulosos a subangulosos. Los contenidos en fangos son inferiores al 30 por 100, oscilando las gravas entre el 10 y el 60 por 100 (fig. 14). Como minerales ligeros esenciales predominan el cuarzo (55 al 99 %), los feldespatos potásicos (1 al 42 %) y las plagioclasas (1 al 3 %). La asociación de minerales pesados es de: biotita (4-83 %), turmalina (1-39 %), moscovita (1-30 %), andalucita (0-40 %), granate (0-23 %) y apatito (0-26 %). La composición media aparece en la figura 10.

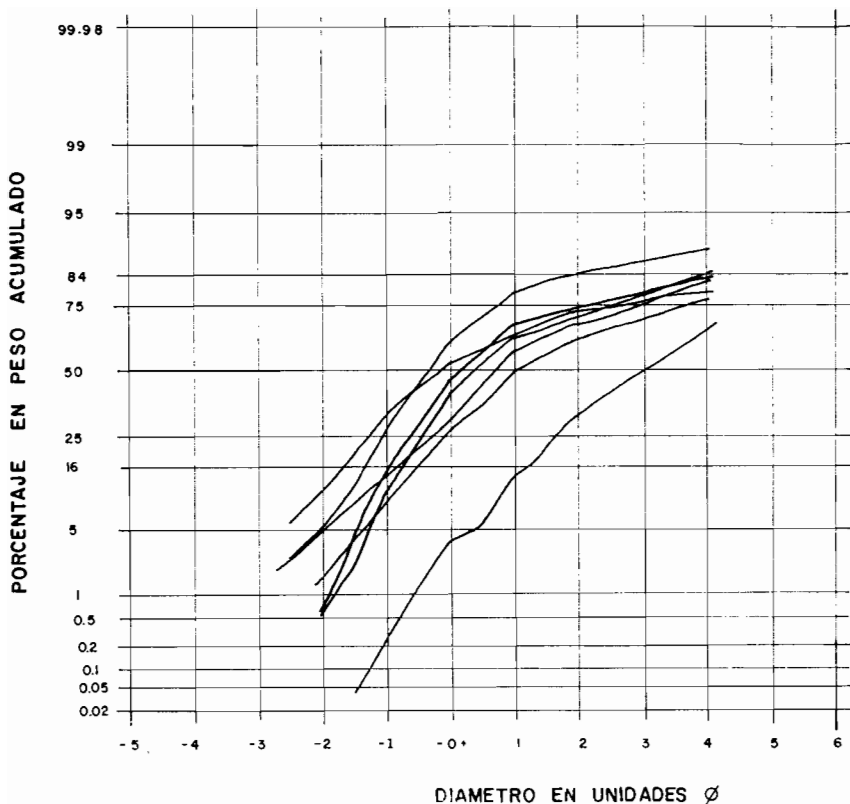


Figura 15.—Distribuciones granulométricas: Facies Amatas.

Las granulometrías (fig. 16 A y B) presentan una población en suspensión (25 al 50 %) calibrada. La ruptura con saltación se produce entre 0 y 0,8 phi, alcanzándose excepcionalmente valores negativos ($-0,65$ phi). La población en tracción es prácticamente inexistente, habiéndose observado únicamente en una de las distribuciones (fig. 16 A). En conjunto este tipo de distribución es análogo al cuarto tipo (fig. 13 D) de la Facies Carrascal, aunque con un margen de variación algo más amplio en cuanto al límite entre saltación y suspensión y un porcentaje algo menor de ésta.

Los cantos pueden aparecer dispersos en la matriz arenosa o constituir niveles conglomeráticos organizados, conservando no obstante una composición, granulometría y forma similares. Su tamaño máximo es de 35 cm.,

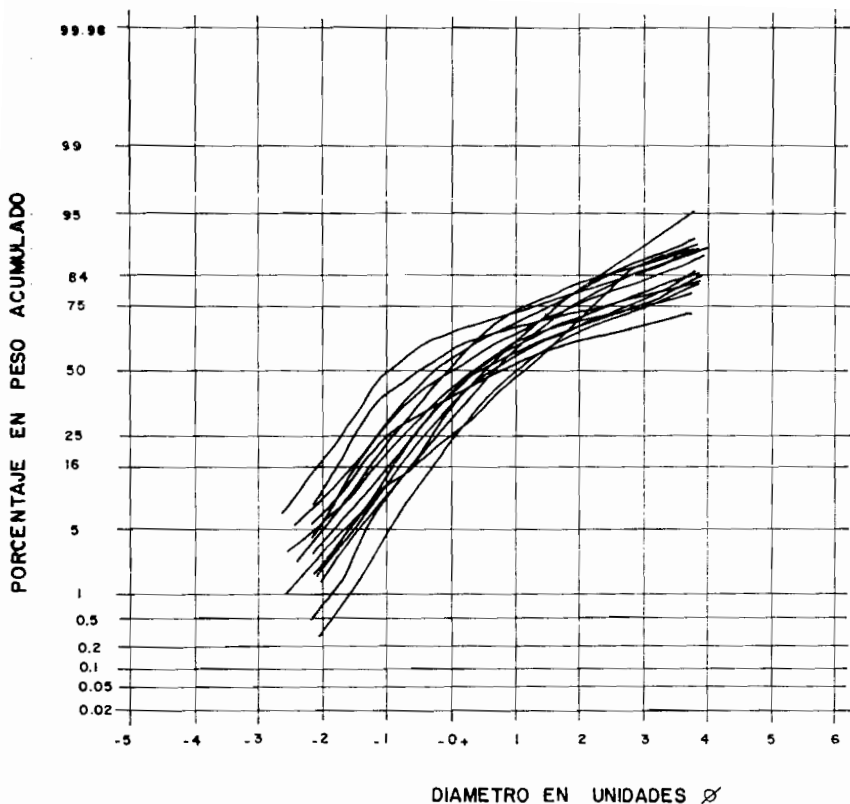


Figura 16 A.—Distribuciones granulométricas: Facies Garcihernández.

oscilando el medio entre 7 y 10 cm. La naturaleza de los cantos es (fig. 12): cuarzo (7 al 74 %), cuarcita (4 al 71 %), esquistos (0 al 31 %), rocas ígneas (0 al 23 %), feldespatos (0 al 50 %) y liditas (0 al 5 %).

En general, la facies está más organizada que la anterior, presentando en todo el conjunto estratificación en surco y planar a mediana escala, imbricaciones de cantos, y superficies erosivas planares que separan secuencias positivas (serie 6).

Lateral y verticalmente se indenta con la Facies Arauzo quedando en ocasiones megacuerpos lentejonares aislados, geoméricamente bien definidos, con potencias de hasta 20 metros y extensión que puede llegar a ser de varios kilómetros. Se encuentran buenos ejemplos en la margen derecha

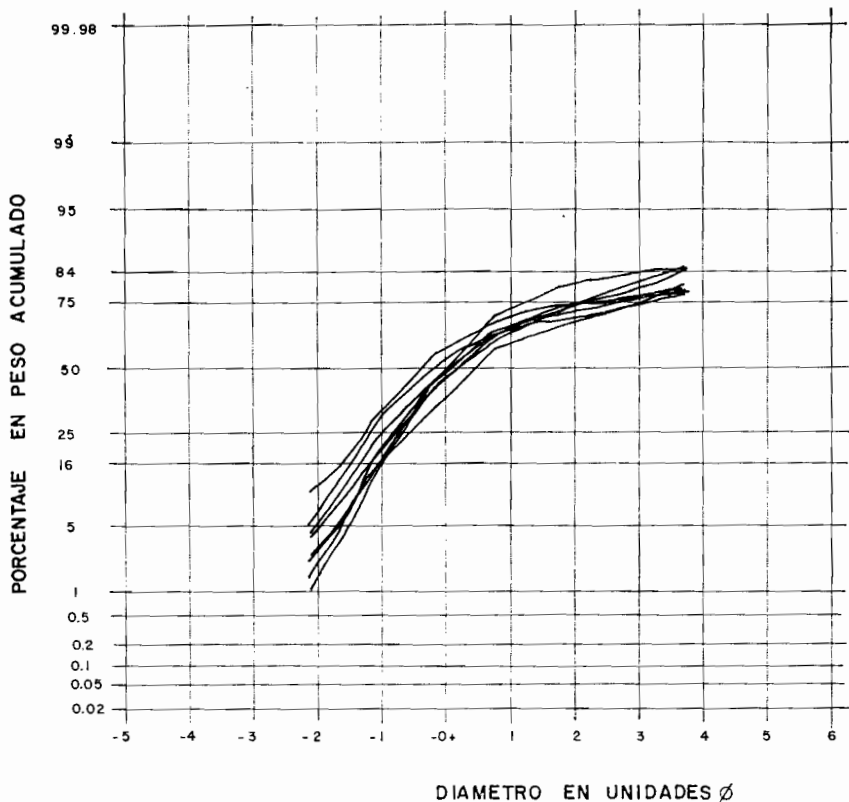


Figura 16 B.—Distribuciones granulométricas: Facies Garcihernández.

del río Almar (Bóveda del río Almar, Nava de Sotrobal, Arauzo) y en Peñarandilla.

Las direcciones medidas en canales, estratificaciones cruzadas y orientaciones de cantos, dan procedencias del S, SO y, ocasionalmente, del SE.

Esta facies, junto con la de Arauzo, hay que encuadrarlas dentro de un gran sistema fluvial trenzado, sensiblemente paralelo a la falla Alba-Villoria, en el que la facies Garcihernández representa los depósitos de relleno de canal. Dadas sus características, fundamentalmente arenas gruesas con gravas y cantos con estratificación cruzada en surco, tamaño, ordenación y secuencias, todo induce a pensar en condiciones muy proximales, con canales amplios y someros del tipo de los descritos por MIALL (1977, 1978) y RUST (1978).

2.2.2.5 Arenas fangosas cuarzo feldespáticas y fangos arenosos con feldespatos, verdes y rojizos. Costras carbonatadas (C) y niveles de areniscas y fangos carbonatados (CS). Facies Arauzo. Vallesiense (Tsf_{c,11}^{bc})

Ocupan una gran superficie, la mayor parte de la mitad nororiental, denominada el Campo de Peñaranda. No obstante, los puntos de observación son pocos debido al escaso relieve de la zona. Únicamente pueden señalarse los que proporciona el río Almar y las canteras próximas a la Alquería de Arauzo, de la que toma el nombre.

Está formada por arenas cuarzo-feldespáticas fangosas, fangos arenosos de colores gris verdosos, rojizos o pardos. Las arenas son de tamaño de grano fino a grueso; el contenido en fangos oscila entre el 30 y el 50 por 100 y las gravas son siempre inferiores al 10 por 100 (fig. 14). Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo (90 al 94 %), feldespatos (6 al 10 %). Los minerales pesados en orden de importancia son: biotita (26 al 66 %), moscovita (17 al 24 %), turmalina (5 al 16 %), apatito (1 al 13 %), granate (1 al 10 %), andalucita (3 al 10 %) y epidota (0 al 14 %) (fig. 10).

Las distribuciones granulométricas (fig. 17) muestran una población en suspensión muy bien desarrollada (60 al 97 %) con un calibrado pobre. La población en saltación está bien calibrada y ocupa el resto de la distribución. El límite entre ambas es muy amplio, dándose entre $-0,3$ y 2 phi (normalmente alrededor de 0 a $0,5$ phi). Sólo en una de las muestras aparece una población en tracción mal calibrada, con un porcentaje del $0,5$ por 100 y en un tamaño superior a $-1,5$ phi.

Este tipo de distribución es análoga a las del resto de las facies del Vallesiense y al cuarto tipo de la facies Carrascal (figs. 13 D, 16 A y B).

Intercalados en las arenas fangosas, pueden aparecer esporádicamente algunos niveles de fangos arenosos verdes y rojizos, cuyo contenido en arena oscila entre un 30 y un 40 por 100.

La facies se ordena en bancos cuya potencia oscila entre 1 y 2 metros, masivos, sin ninguna estructura interna, con gran continuidad lateral y separados por superficies erosivas muy planares que en ocasiones pueden llegar a fundirse, dando lugar a acuñamientos.

Son frecuentes también dentro de la Facies de Arauzo los niveles edafizados con abundante manganeso, así como el desarrollo de horizontes petrocálcicos (c) en las proximidades de Peñaranda de Bracamonte, que se desarrollan alrededor de la cota de 880 metros, y niveles de areniscas y fangos carbonatados (cs).

Las areniscas (cementadas por sílice y caolinita) y los fangos carbonatados marcan en la región próxima a la falla Alba-Villoria la discordancia entre esta facies y la de Carrascal. El corte más representativo se observa

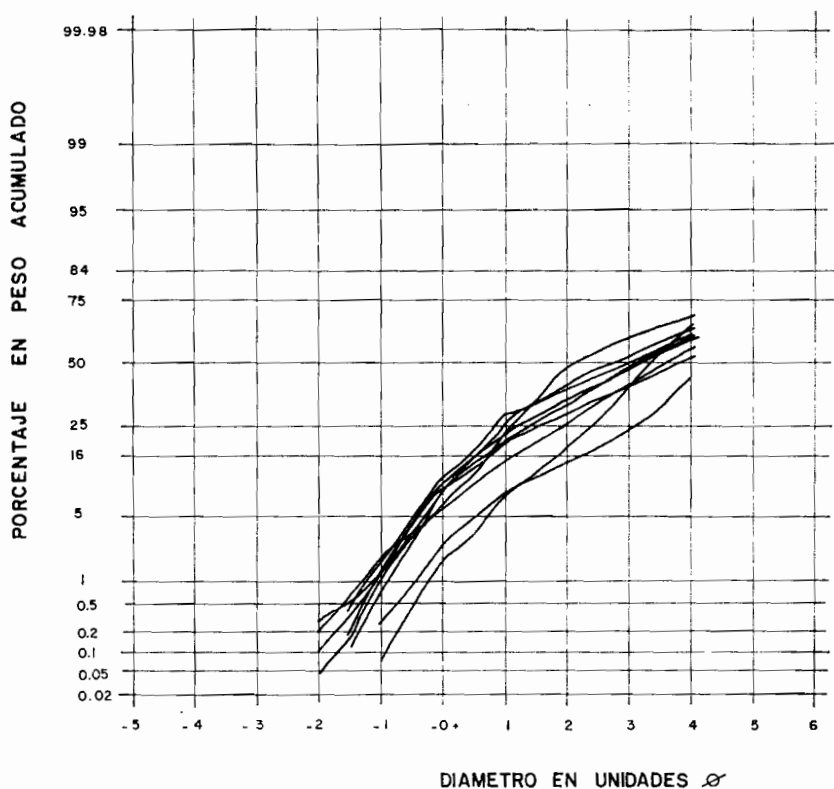


Figura 17.—Distribuciones granulométricas: Facies Arauzo.

en un talud del ferrocarril Salamanca-Avila (Km. 87) en las proximidades de Moríñigo.

En la cantera de la fábrica de cerámica de Arauzo se puede observar (serie 5) la relación de esta facies con la de Garcihernández, representada por un sistema de canales.

Dada la relación de esta facies con la facies Garcihernández y sus geometrías tabulares, contenido en fango elevado y transporte en suspensión fundamentalmente, falta de estructuras y edafizaciones, hace pensar en depósitos de fuera de canal, en llanuras de inundación extensas desarrolladas sobre pendientes considerables. No debe descartarse la existencia en ambas facies de depósitos de coladas fangosas, con características análogas a los depósitos de inundación, dado el poder energético del medio en que se desarrollan.

2.2.2.6 **Ortoconglomerados rojizos. Cantos fundamentalmente de cuarzo. Facies Villoria, Turoliense (Tc_{9c12}^{Bc})**

Está muy mal representada, tanto en extensión superficial como en potencia. El nombre procede de la localidad de Villoria, en cuyas proximidades se encuentran los mejores afloramientos, proporcionados por las canteras de explotación de áridas. Hacia el norte y ya en la Hoja vecina (núm. 453, Cantalpino) adquiere mayor desarrollo. Se apoyan discordantemente sobre todos los materiales anteriores tanto paleógenos como neógenos (Vallesiense). Por esta razón se incluyen en el Turoliense. En general, se disponen horizontal a subhorizontalmente.

Desde el punto de vista litológico son facies en las que predominan los ortoconglomerados de tonos rojizos cuya composición de cantos es fundamentalmente de cuarzo (90 %). En muy pequeñas proporciones (menores normalmente del 5 %) aparecen cuarcitas y lilitas. Los feldespatos son muy escasos. Los cantos están bien redondeados y su tamaño máximo es de 15 cm., siendo el más frecuente de 4 a 6 cm. Localmente presentan bloques de fangos verdosos procedentes de la Facies Carrascal y estratificación cruzada en surco y planar de gran ángulo. Pueden interpretarse como propias de relleno de canal. Las direcciones de corrientes indican una posible procedencia del O, aunque tampoco debe descartarse la SO. Debido a la pobreza de afloramientos no se observa una variación definida. Su potencia dentro de la Hoja es del orden de 5 metros.

2.3 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Se desarrolla en este apartado el Cuaternario con las Formaciones Superficiales porque generalmente la edad de esas Formaciones es cuaternaria. Los depósitos cuaternarios ocupan, sin duda, la mayor parte de la Hoja de Peñaranda de Bracamonte, destacando los asociados a las superficies y glacia, y los de las terrazas fluviales; en menor medida los conos o abanicos aluviales, los depósitos de pie de talud, los materiales asociados a la evolución de vertientes y los suelos. Sin embargo, se puede decir que esos últimos tapizan la Hoja, aunque su espesor es muy reducido. Como proceso antiguo y también actual hay que destacar, además, la acción del viento, corresponsable, con otros agentes más aparentes, del modelado y del origen de algunos depósitos.

A grandes rasgos, y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes con relación a las Formaciones Superficiales, según los especialistas o el uso que de ella hagan técnicos o planificadores, se consideran, Formaciones Superficiales, a aquellos materiales coherentes o no que han podido sufrir, posteriormente, una consolidación y que están conectadas con la evolución del relieve observable en la actualidad. Una situación relativa

a estos conceptos, pueden leerse en el trabajo de GOY, PEREZ GONZALEZ, PORTERO y ZAZO (1980). El rasgo más relevante es que se trata de unidades cartografiadas con unos atributos imprescindibles, como son: su geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y eventualmente la cronología. La superposición de estos componentes da origen al Mapa de Formaciones Superficiales, que es un mapa derivado del Geológico convencional.

El mapa de Formaciones Superficiales de la Hoja de Peñaranda de Bracamonte está realizado a escala 1:100.000, y en él se ha seguido la siguiente normativa.

El sustrato, en blanco, lleva una letra mayúscula que corresponde a su génesis, en este caso S o M por tratarse de rocas sedimentarias o metamórficas, a su vez existen en las rocas de origen sedimentario tres tipos que se han diferenciado con un subíndice numérico (S₁, S₂, S₃), que indica el tamaño de grano, de detrítico grosero (arenas arcósicas con gravas y cantos (S₁), a las facies limo-arcillosas (S₃).

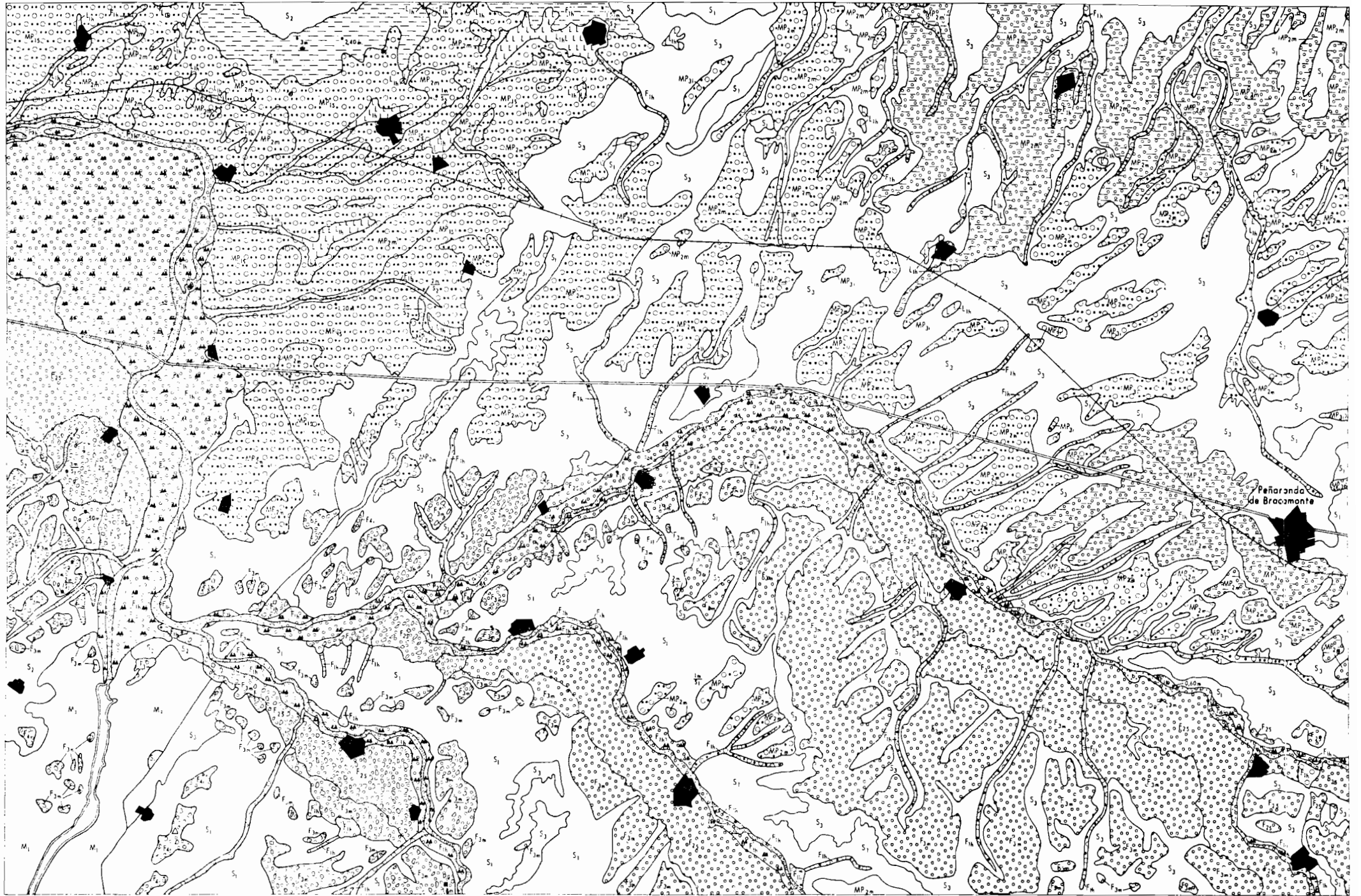
La representación de las distintas formaciones superficiales se ha hecho atendiendo fundamentalmente a la textura y a la génesis; de tal forma que el carácter textural viene indicado por los símbolos litológicos (Normativa MAGNA), con posibilidad de combinaciones cuando fuera necesario.

La génesis de los depósitos viene expresada con uno o dos caracteres alfabéticos, que representan los diferentes tipos. En esta Hoja: Fluvial (F), Eólica (E), Lacustre (L) y Poligénica (MP), con un subíndice numérico que indica el orden de aparición de más moderno (F₁) a más antiguo (F₃), y una letra minúscula para la cronología: (p) Plioceno, (i) Pleistoceno Inferior, (m) Pleistoceno Medio, (s) Pleistoceno Superior y, (h) Holoceno. La leyenda consiste en un cuadro de doble entrada, en el que por un lado están las Formaciones Superficiales según su génesis y por el otro según la textura. El orden de aparición se hace con relación al carácter textural, estando en primer lugar aquellas que llevan un símbolo litológico simple y a continuación las combinadas, siempre que el tamaño de grano del conjunto del depósito vaya de más fino a más grosero.

Los espesores vienen representados puntualmente con un dato numérico en metros, cuando se trata de espesor visto (1,8); si está sobre otra formación superficial o bien directamente sobre el sustrato, se pondrá un denominador con la sigla correspondiente ($\frac{4,5}{s_2}$).

Como complemento lleva el mapa una serie de signos o símbolos que representan los yacimientos de industria prehistóricos y protohistóricos, de explotaciones y obras humanas.

Por último existe un Cuadro de Propiedades Selectas en el que se consideran: unidades cartografiadas, espesor, textura, medio sedimentario, consolidación, topografía, drenaje y grado de erosión, riesgos, cronología, usos y observaciones.



0 500 1 2 3 4 5 6 7 8 Km. ESCALA GRAFICA

AUTOR A. PÉREZ GONZÁLEZ (I)

LEYENDA DEL MAPA DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Génesis Símbolos texturales	FLUVIAL					EOLICA	LACUSTRE	POLIGENICA		DESCRIPCION TEXTURAL
	Fondos de vaguada	Lechos de canales per- manentes o semi-perma- nentes	Llanuras aluviales	Llanos alu- viales, de pósitos la- deras	Terrazas	Manto de arena	Areas endo- rreicas	Glacis	Superficies	
							L1h			Limo-arcillas con escasa arena en la maños muy finos a finos; eflorescencias salinas.
				F1h						Arenas finas-muy finas con fracción de limo + arcilla entre el 15 y el 33 %.
						E1h				Arenas finas con escasa fracción limo-arcillosa.
								MP2m	MP2m; MP3i	Arenas cuarzo-finas medias a muy gruesas, con gravas y cantos de cuarzo y cuarcita; fracción de limo + arcilla por lo general > 20 %.
			F1h							Limo + arcilla con arenas cuarzo-finas, y gravas y cantos de cuarcita, cuarzo, esquistos y granitoides, con matriz arenosa.
	F1h			F1h				MP2m; MP1s	MP3i MP2m	Gravas y cantos de cuarzo y cuarcita, con arenas cuarzo-finas y limo + arcilla generalmente < 20 %.
		F1h							MP3i	Gravas y cantos de cuarzo, cuarcita, esquistos y granitoides, con matriz arenosa cuarzo-fina.
					F2s; F2m; F4i					Gravas y cantos de cuarzo y cuarcita, con matriz arenosa cuarzo-fina de grano grueso a muy grueso.
				F1h; F2s; F2m; F4i						Gravas, cantos y bloques de cuarcita y cuarzo, con esquistos y granitoides en las terrazas del río formos, y matriz arenosa cuarzo-fina.

SUSTRATO

M₁	- Flujos, bloques, esquistos, conglomerados, cuarcitas. Serie litológica formada por bloques bastante resistentes o masivas.
S₁	- Arenas arcillosas limo-arcillosas y arenas finas con gravas y cantos ligeros y medios. Complejos litológicos formados por un general porciones poco resistentes.
S₂	- Arenas de grano fino o medio con gravas y cantos ligeros y medios. Complejos litológicos formados por un general porciones poco resistentes.
S₃	- Arenas arcillosas limo-arcillosas y arenas finas con gravas y cantos ligeros y medios. Complejos litológicos formados por un general porciones poco resistentes.

ESPESOR EN METROS

1,8 - Espesor visto
2 - Espesor total sobre sustrato convexo
5' -

OBRAS HUMANAS

	Núcleo urbano
	Carretera
	Faja de riego
	Arroyo

YACIMIENTOS

Δ Prehistórico (Acheulense)

EXPLORACIONES

- Activas
- Inactivas
- Dg Gravas

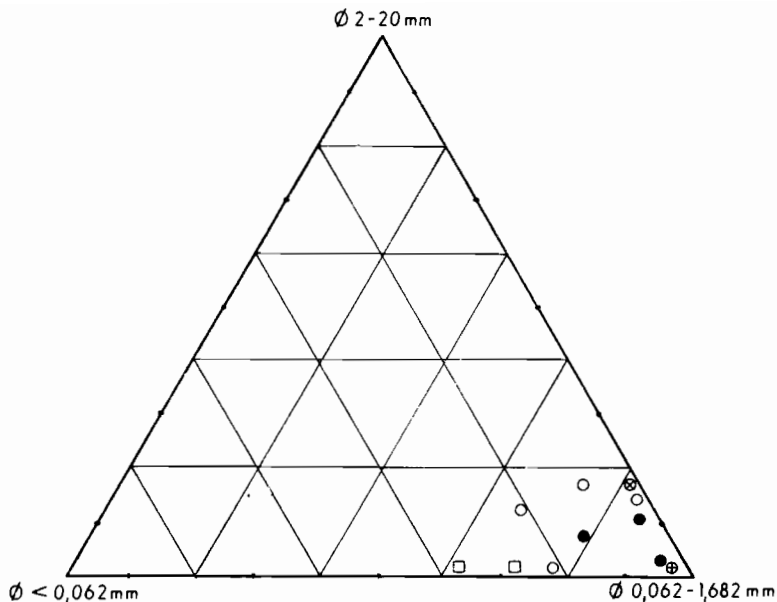
CUADRO DE PROPIEDADES SELECTAS

Unidades cartográficas	Espesor en metros	Textura	Medio sedimentario	Consolidación	Posición topográfica	Drenaje y erosividad	Riesgos	Cronología	Usos	Observaciones
L1h	1 - 2	Limo-arcillo arenosa con sales	Lacustre (Playas)	No coherente	Planicies, fondos de vaguada/plana	Muy escasamente drenado o escasamente drenado/ligero	Encharcamientos	Actual - Sub actual	Praderas	Ambiente regresivo, existen evidencias de erosión eólica y deposicional. Hidromorfismo.
F1h	1,5-6	Arenas finas con limo + arcilla	Fluvial (lavado y arroyada concentrada)	No coherente	Pendiente/colinado	Moderadamente bien drenado/hídrica ligera	---	Pleistoceno superior Holoceno	---	Erosión hídrica en surcos y laminar.
E1h	1 - 2	Arenas finas	Eólico	No coherente	Planicie/plana	Algo excesivamente drenado/eólica ligera	---	Actual	---	Cordón arenoso que bordea una playa salina.
MP2m; MP1s; MP3i	1-1,5	Arenas con gravas y cantos y limo + arcilla > 20 %	Fluvial preferentemente	No coherente	Planicie/plana elevada	Bien drenados/hídrica y eólica ligera.	---	Pleistoceno medio e inferior	Cereal	Posible capa de permeabilidad lenta en el sustrato. Erosión hídrica laminar.
F1h	1 a 4	Limo + arcilla con arenas, gravas y cantos	Fluvial	No coherente	Fondo de valle/plana	Moderadamente bien drenado/hídrica y eólica ligera	Inundaciones	Pleistoceno superior a Holoceno	Regadío	Depósitos conectados hidráulicamente con los canales actuales.
F1h; F2s; F2m; F4i; MP3i y MP2m	1 a 4	Gravas y cantos con arenas y limo + arcilla < 20 %	Fluvial preferentemente	No coherente o friable	Fondo de valle, planicie elevada, pendiente/plana	Moderadamente bien drenado/hídrica ligera o elevada, eólica ligera	Avenidas en los fondos de vaguada	Pleistoceno inferior a Holoceno	Cereal y regadío	Erosión hídrica en surcos y laminar. Posible capa de permeabilidad lenta en el sustrato.
F1h y MP3i	1 a 3	Gravas y cantos con arenas	Fluvial preferentemente	No coherente	Fondo de valle, planicie elevada/plana	Escasamente drenado/hídrica severa	Inundaciones, avenidas	Pleistoceno inferior y actual	Aridos	Erosión en surcos y deposición hídrica
F2s y F2m	1 a 4	Gravas y cantos con arenas gruesas	Fluvial	No coherente o friable	Terraza/plana	Imperfectamente drenado, bien drenado/hídrica y eólica ligera.	---	Pleistoceno superior y medio	Aridos, cereal	La terraza más baja puede estar conectada hidráulicamente con su canal actual. Suelos rojos
F1h; F2s; F2m; F4i; MP3i y MP2m	1 a 4	Gravas, cantos y bloques con arenas	Fluvial	No coherente o friable	Terraza, pendiente, fondo de valle/plana, ondulada	Medianamente bien drenado/hídrica ligera o moderad. lig.	Avenidas	Actual o Pleistoceno inferior	Aridos, cereal	Los bloques en las terrazas proceden de las facies terciarias del sustrato. Suelos rojos.

2.3.1 TERRAZAS Y DEPOSITOS DE FONDO DE VALLES. Q₁T₁, Q₁T₂, Q₁T₃, Q₁T₄, Q₁T₅, Q₁T₆, Q₁T₇, Q₁T₈, Q₁T₉, Q₁T₁₀, Q₂-Q₁Li; Q₂Li; Q₂Al₁, Q₂Al, Q₂M y F_{1h}, F_{1h}, F_{1h}, F_{2s}, F_{2s}, F_{3m} y F_{4i} del Mapa de Formaciones Superficiales.

Los ríos Tormes, Almar, Margañán y Gamo han dejado a lo largo de su historia geológica importantes depósitos, por su extensión, en el territorio comprendido dentro de esta Hoja. El río Tormes, el principal, presenta el sistema de terrazas más completo de la región. En el perfil de Villagonzalo de Tormes —Las Cabezas (este último punto está situado ya en la Hoja de Salamanca, núm. 478), el número de terrazas es de 10, entre los + 8 m. (Q₁T₁₀) y + 120 m. (Q₁T₁), de altura relativa con respecto al nivel de las aguas medias del río. En los ríos Gamo, Margañán y Almar, el número de terrazas conservadas es menor. En el valle del Almar se han cartografiado hasta 7, con cotas relativas entre los + 4-6 m. (Q₁T₁₀) y + 62 m. (Q₁T₄).

Los fondos de valle o de vaguada (Q₂Al), están caracterizados, sobre todo, por las barras aluvionares y por los depósitos de llanura de inundación de las *vegas* (Q₁-Q₂Li; Q₂Li; Q₂Al₁) de los ríos principales. En el valle del río Tormes se han reconocido dos subniveles de vega, uno a + 4-5 m. y otro a + 1-3 m.; este último nivel representaría la llanura de inundación actual en sentido estricto y texturalmente se pueden distinguir en él dos facies: la representada por los «limos de llanura de inundación» y la de los cantos, gravas y arenas, de los términos propiamente fluviales. Los «limos de llanura» están constituidos (fig. 18a), por una fracción casi nula por encima de los 20 mm., altos porcentajes (30 a 40 %) de limo más arcilla y una fracción arenosa, moderadamente clasificada, que se acumula del 38 al 43 por 100, en la clase de arena fina y muy fina (0,210 a 0,062 mm.). Estas subfacies de llanura de inundación tienen estructuras de ordenamiento interno muy mal definidas, observándose, en ocasiones, débiles marcas de laminación oblicua de bajo ángulo y «ripples». Su espesor máximo controlado ha sido de 3 m., aunque en amplias zonas de la vega alta su potencia es muy reducida. La heterogeneidad textural y litológica es mucho más acentuada en las facies típicamente fluviales; éstas están formadas por gravas, cantos y ocasionalmente bloques de cuarcita, cuarzo, granitoides y metamórficos; estos dos últimos elementos litológicos son muy poco abundantes, o están ausentes, en los valles de los ríos Gamo, Margañán y Almar. El tamaño medio (T_m) de grano está entre los 2 y 6 cm., siendo el tamaño máximo (T_M) medido de 28 cm. en cuarcita. Las arenas, en estas facies, tienen porcentajes muy bajos de limo más arcilla —normalmente no sobrepasan el 2 por 100—, agrupándose, por lo general, en la clase de arena gruesa y muy gruesa (0,500 a 1,682 mm.), del 60 al 70 por 100 de la muestra. Estas arenas están moderadamente clasificadas o moderadamente bien clasificadas. Las únicas estructuras mayores de ordenamiento interno observadas han sido las de estratificación cruzada planar.



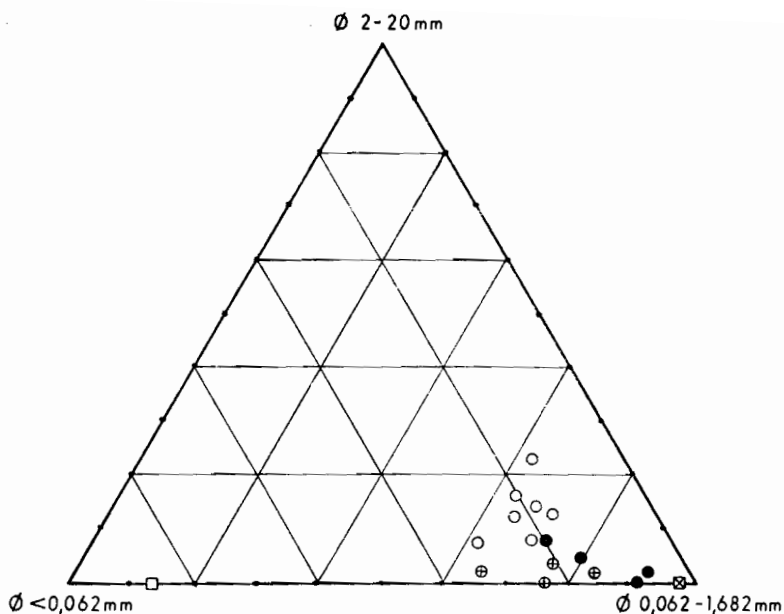
LEYENDA

- Valle del Tormes
- "Limos de Llanuro"

- Valle del Almar
- ⊕ Valle del Margañón
- ⊙ Valle del Gamo

Figura 18 a.—Tamaño de grano de los depósitos de terrazas y fondos aluviales.

Los depósitos de las terrazas presentan características diversas según el valle de que se trate. Sin embargo, un denominador común a todas ellas son los bajos porcentajes en volumen total de arena que contienen. Las arenas, que están pobremente o moderadamente clasificadas, se agrupan en las clases de arena media, gruesa y muy gruesa (0,250 a 1,682 mm.), del 47 al 70 por 100, y la fracción de limo más arcilla (fig. 18a) es sensiblemente mayor (10 a 21 %) que la encontrada en las facies fluviales de llanura y canales actuales. En el valle del río Tormes los elementos litológicos dominantes —mayores de 2 cm. de eje mayor— en las terrazas bajas son las cuarcitas, cuarzos, granitoides, esquistos y feldespatos, con Tm de 4-6 cm., mientras que en las terrazas medias y superiores los granitoides y esquistos apenas si se encuentran representados, y cuando esto ocurre, están siempre sumamente alterados; esta alteración también es apreciable



LEYENDA

○ Superficies y Glacis al N. del rio Almor
● Glacis del valle del Tormes

⊕ Depósitos de Pie de Talud
□ Fondo salino
⊠ Arenas eólicas

Figura 18 b.—Tamaño de grano de los depósitos sobre las superficies y glacis, materiales de Pie de Talud, fondos salinos y arenas de origen eólico.

en los cantos de cuarcita arenosa. Otra diferenciación, en los sedimentos de las terrazas de este valle es que, según ascendemos altimétricamente por el perfil, el tamaño del centilo, a partir del nivel de + 18 m., está siempre en la fracción bloque (se han llegado a medir bloques de cuarcita y cuarzo con ejes mayores de 1 m.), y los tamaños más frecuentes en 6-8 cm.

Por el contrario, en los valles de los ríos Almar y Margañán (ver el Mapa de Formaciones Superficiales), las diferencias se establecen en sentido longitudinal, de tal forma que en los tramos medios y altos de los valles, dentro de la Hoja, los elementos litológicos mayoritarios son los cuarzós, acompañados por bajos porcentajes de cuarcitas, esquistos y granitoides, en Tm. de 4 a 6 cm. y centilo que rara vez alcanza el tamaño bloque. Aguas abajo, en cambio, la cuarcita es dominante y el centilo está siempre en la fracción bloque, situándose el tamaño medio de grano en 6-8 cm. Las cau-

sas de esta brutal sustitución de las cargas transportadas hay que buscarlas en la erosión, por los propios ríos, de los paleocanales de las facies terciarias de Garcihernández, que están muy bien representadas en los cortados de Peñarandilla.

Los espesores máximos vistos en todos estos depósitos de terrazas, no sobrepasan, en ningún punto, los 3 m. de potencia.

En cuanto a la composición mineralógica de la fracción pesada (fig. 18 c), las asociaciones están constituidas por minerales moderadamente estables o estables de primera procedencia, principalmente ígnea, aunque no faltan minerales de origen metamórfico como la andalucita, el granate y la estauroлита. En el valle del Tormes la asociación mineralógica dominante es la de la biotita (6-84 %), moscovita (5 a 35 %), si exceptuamos los productos cloríticos y sericíticos, derivados en muchos casos de la alteración de la andalucita y en menor proporción de la distena y otros minerales. En los valles del Almar y Margañán, la biotita (65 a 83 %) es el mineral principal y en el valle del Gamo, la turmalina domina (24 a 60 %), seguida de la biotita y de los productos de alteración.

En la fracción ligera el cuarzo es claramente mayoritario (53-90 %) en todos los depósitos, acompañado por los feldespatos potásicos (9-44 %), y a veces por débiles porcentajes (1 a 3 %) de feldespatos calco-sódicos.

Todas estas asociaciones están presentes en las distintas facies terciarias de la Hoja y según se puede observar, por los datos mineralógicos del Neógeno y Paleógeno indicados en los apartados correspondientes, la mayor o menor abundancia de minerales en los depósitos fluviales cuaternarios, están en relación con su presencia porcentual en dichas facies, a excepción de los inestables, como el apatito, o de la estauroлита, que debe provenir de las áreas metamórficas situadas aguas arriba.

Los suelos sobre las terrazas están, por lo general, muy mal conservados, siendo excepcional encontrar completos todos los horizontes de diagnóstico en el perfil. Los procesos de arroyada difusa y lavado por lámina de agua, junto con la acción del viento, han truncado en la mayoría de los casos el horizonte A superior de los suelos, favoreciendo, posteriormente, la erosión y transporte del horizonte B inferior, a posiciones morfológicas diversas. Así, por ejemplo, no es infrecuente encontrar, sobre todo en las terrazas bajas al Norte de Villagonzalo de Tormes, encima de los depósitos aluvionares de la terraza, una fase coluvionar a que la sigue un horizonte A, más o menos pedregoso, que está cubierto por un argílico transportado desde posiciones topográficas dominantes. A pesar de esta degradación de los suelos se han podido establecer algunos procesos de interés para la estratigrafía del Cuaternario; en primer lugar hay que señalar que el movimiento de arcillas es ya evidente en el nivel de vega a + 4-5 m. (Q₁-Q₂Li), y que a partir de la terraza de + 18 m. (Q₁T₀), los cutanes son

continuos y delgados, para pasar en la terraza de + 30 m. (Q₁T₇), a continuos y moderadamente espesos. La rubefacción, por el contrario, es un proceso más lento, pues con seguridad los colores pardo-rojizos (HVE, 5 Y R), de los horizontes B, tan sólo se alcanzan en el nivel de + 10-12 m. (Q₁T₉), y los rojos (HUE, 2,5 Y R), desde la terraza de + 30 m. (Q₁T₇). Un proceso observado en la mayoría de estos suelos rojos es el empardecimiento o brunificación de los argilanes, este aspecto ya ha sido señalado por MOLINA (1978-1979, Proyecto Magna Duero, C. G. S. - IMINSA), en otras partes de la Cuenca del Duero, y parece indicar una tendencia climática reciente hacia la estepización.

En cuanto al grado de evolución de los horizontes cálcicos y costras calizas, hay que indicar que en la mayoría de los perfiles vistos, la descarbonatación es total. Únicamente se han observado encostramientos de carbonatos en un corte de cantera de la terraza de + 8 m. (Q₁T₁₀) del Tormes y en un corte artificial de la terraza de + 50 m. (Q₁T₅) del río Almar, situada al N de Coca de Alba. En este último punto una carbonatación en enrejado (ROQUERO y ONTAÑÓN, 1966), de hasta 1,5 m. de profundidad se desarrolla en el sustrato arcósico terciario infrayacente.

2.3.2 MATERIALES ASOCIADOS A LAS SUPERFICIES Y GLACIS. Q₁S₃, Q₁S₄, Q₁S₅, Q₁S₆, Q₁S₇, Q₁G₂, Q₁G₃, Q₁G₄, y MP_{2m}, MP_{1s}, MP_{2m}, MP_{3i}, MP_{2m}, y MP_{3i}, en el Mapa de Formaciones Superficiales.

Al N y NE del río Almar y a lo largo de las vertientes derechas de los valles de los ríos Tormes, Margañán y Almar, un conjunto de formas erosivo-deposicionales se han construido durante el Cuaternario. Estas formas, glaciales y en sentido general superficiales, soportan delgados horizontes —1 a 2 m. como máximo— de materiales diversos. En el mapa de Formaciones Superficiales se han separado por su composición y textura (fig. 18b), dos tipos de depósito.

- El constituido por arenas cuarzo-feldespáticas, pobremente clasificadas, que se acumulan en la fracción de arena media a muy fina (0,250 a 1,682 mm.), entre el 50 y el 60 por 100, y donde el limo más arcilla alcanza valores, normalmente, por encima del 20 por 100. Las gravas y cantos, irregularmente distribuidos, son de cuarzo, cuarcita y feldespatos, en T_m de 2-3 cm. y T_M de 6-8 cm., con formas subredondeadas-subangulosas. La posición geográfica de estas formas y depósitos asociados coincide, básicamente, con los afloramientos de las arenas fangosas y fangos arenosos de la facies miocena de Arauzo.
- La otra formación superficial está formada también por arenas cuarzo-feldespáticas, pobremente clasificadas, que se acumulan, como en el caso anterior, en la arena media a muy gruesa, pero por lo general los limos más arcillas no llegan a porcentajes del 20 por 100. Las

gravas y cantos, en cambio, son más abundantes y con tamaños medios mayores, y además tienen un carácter poligénico más marcado, especialmente en los glaciares que bordean la margen derecha del río Tormes, donde se han contabilizado, acompañando a las cuarcitas y cuarzos, pizarras o esquistos y granitoides. Conviene, sin embargo, indicar que es posible separar de esta formación superficial una subformación, que es la que se sitúa alrededor del eje Huerta-Babilla-fuente-Villoria; en ésta las arenas están moderada o moderadamente bien clasificadas y los granos se acumulan (del 50 al 70 %), en las clases de arena fina y muy fina, disminuyendo los porcentajes globales de limo más arcilla.

A pesar de todo su aspecto en campo puede ser similar al ya descrito, debido a la presencia parecida, en cantidades, formas y tamaños de los cantos. Es obvio señalar que esta subfacies se encuentra en la región donde afloran las Areniscas de Aldearrubia, mientras que el resto de la formación superficial se relaciona con las facies miocenas de Garcihernández, Arauzo y Cilloruelo.

Las asociaciones de minerales pesados (fig. 18c) parecen confirmar, por otra parte, las relaciones parentales de estos materiales con el sustrato en el cual se apoyan. Así, los depósitos sobre los glaciares alrededor del referido eje, contienen distena y epidota-zoisita como las Areniscas de Aldearrubia, y las superficies al norte del río Almar, que soportan materiales ricos en limo más arcilla, tienen porcentajes de turmalina, granate y andalucita semejantes a los de la facies miocena de Arauzo.

En cuanto a los suelos hay que decir que se ha encontrado una evolución progresiva de los mismos, desde los que están situados en los glaciares más jóvenes a los más antiguos. Estos suelos evolucionan, en los glaciares del valle del Tormes, desde un suelo pardo-calizo con horizontes de diagnóstico A, Bg, Cca, a suelos pardo-rojizos (HUE, 5 Y R) y rojos (HUE, 2,5 Y R), con horizontes argílicos a pseudogley, y horizontes Cca, formados por encostramientos de carbonatos difusos y a veces pequeñas nodulizaciones de carbonatos. Los suelos sobre las superficies al norte del río Almar están peor conservados, pero se han observado suelos pardos pseudogleizados de perfil A, Bg, y en menor medida suelos rojos con horizonte argílico en HUE, 2,5 Y R.

2.3.3 CONOS DE DEYECCION, COLUVIONES Y DEPOSITOS DE PIE DE TALUD. Q₁-Q₂cd, Q₂cd, Q₂C, Q₁-Q₂Ta, y F₁h, F₁h, F₁h y F_{2s}, en el Mapa de Formaciones Superficiales

Los conos de deyección tienen por lo general exiguas cuencas de recepción y sus dimensiones son, por tanto, reducidas. Un caso aparte son los abanicos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno, desarrollados en la

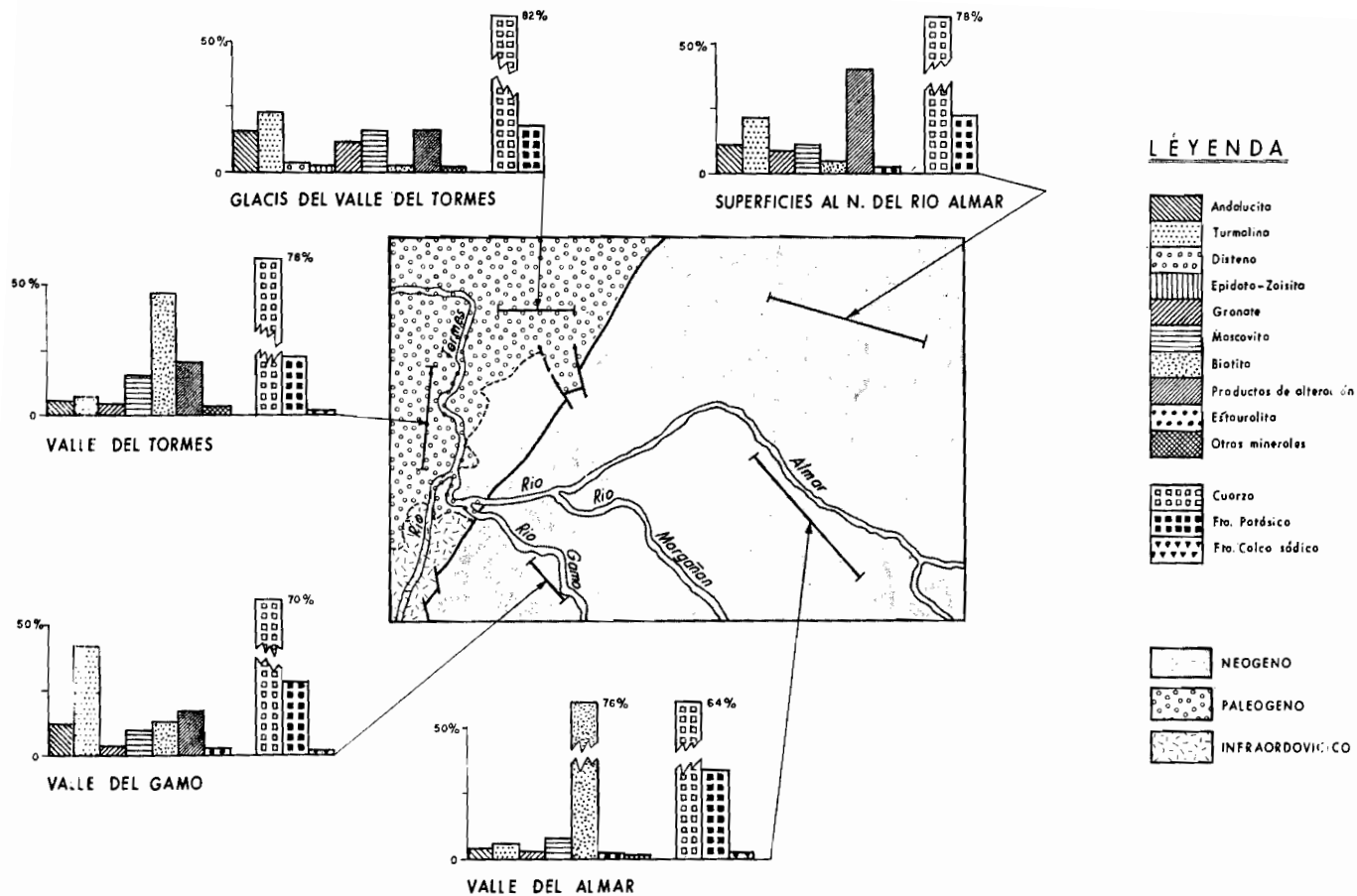


Figura 18c.—Asociaciones mineralógicas de los depósitos cuaternarios de la Hoja de Peñaranda de Bracamonte (479).

margen izquierda del valle del Tormes y que reposan sobre la primera terraza. Estos presentan cuencas de recepción de algunos kilómetros cuadrados y sus radios alcanzan centenares de metros de longitud.

Los materiales que los constituyen derivan, lógicamente, de sus áreas fuentes. En función de ese origen se les puede clasificar en:

- Abanicos o conos (Q_1 - Q_2 cd) construidos con materiales que proceden de areniscas microconglomeráticas (Areniscas de Salamanca) y de la desmantelación de las terrazas del Tormes, constituidas por arenas cuarzo-feldespáticas, gravas, cantos y bloques de cuarcita y cuarzo, principalmente. Lugar de situación de estos abanicos en el valle del Tormes.
- Conos (Q_2 cd) que proceden de la erosión de las arenas fangosas arcólicas y fangos arenosos de la facies miocena de Arauzo, y en menor medida de las arenas arcólicas fangosas y ortoconglomerados de la facies, también miocena, de Garcihernández. Estos cuerpos litológicos están ubicados en la margen derecha del río Almar, en su tramo medio y alto, dentro de la Hoja.
- Conos (Q_2 cd) que derivan de la erosión de la facies miocena de Garcihernández y de las terrazas del Margañán y río Almar en su tramo bajo, compuestas por arenas cuarzo-feldespáticas, gravas, cantos y bloques de cuarcita y cuarzo. Estos aparatos fluviales se sitúan en el valle del Margañán y en el segmento del río Almar, próximo a su confluencia con el río Tormes.

Los espesores deben ser máximos en las zonas de ápice de los conos, con una potencia vista mayor de 3 m., en el gran abanico aluvial (Q_1 - Q_2 cd) que se encuentra al N de Villagonzalo de Tormes.

Los depósitos coluvionares (Q_2 C), como ya se ha dicho, tapizan, aunque siempre con débil espesor, todos los relieves de la región estudiada. Son productos originados, la mayoría de las veces, durante los procesos últimos de regularización de las vertientes de las cuales proceden. Tanto en la cartografía geológica como en el Mapa de Formaciones Superficiales apenas si se han representado, para no enmascarar inútilmente el sustrato u otros cuaternarios de mayor significación. Sin embargo, existe en la zona, al N de Huertas y Babilafuente, en la base de la cuesta formada en las areniscas paleógenas de grano fino de Aldearrubia, un importante depósito de pie de talud (Q_1 - Q_2 Ta), con escasa o nula fracción gruesa y altos porcentajes de limo más arcilla (fig. 18b), entre el 15 y el 32 por 100. Las arenas, moderada o moderadamente bien clasificadas, se acumulan del 48 al 73 por 100 en la clase de arena fina y muy fina (0,062 a Q_1 210 mm.). Esta formación superficial tiene su origen en la erosión del escarpe paleógeno por las aguas corrientes, en láminas o concentradas, y posiblemente, además, por la acción del viento. Los espesores observados oscilan de 2,40 a 3 m., pero sin haber visto nunca el sustrato.

2.3.4 ENDORREISMO SALINO. Q₂L₁, Q₂L, y L₁h en el Mapa de Formaciones Superficiales

Se quiere señalar con ese título los materiales depositados en los fondos de depresiones con lámina de agua de carácter semipermanente, estacional o esporádica y cuyos sedimentos contienen abundantes sales solubles, salinas y salino-alcálicas, heredadas de las áreas adyacentes. Estos depósitos presentan una textura limo-arcillosa con porcentajes de arena del 10 al 60 por 100 sobre el total de la muestra, y están caracterizados también (GARCIA RODRIGUEZ *et al.*, 1973, y SANCHEZ CAMAZANO *et al.*, 1973), por suelos con horizontes A, B, B/Ca o Ca, ricos en materia orgánica en la parte superior del perfil, presencia de carbonato cálcico en todos los horizontes y fenómenos de hidromorfismo estacional. Las arcillas más comunes a estos suelos son la illita, caolinita y montmorillonita con presencia, en algunos casos, de atapulgita y clorita.

2.3.5 ARENAS DE ORIGEN EOLICO. Q₂D y E₁h en el Mapa de Formaciones Superficiales

Bordeando por el Oeste al foco endorreico de Villoria, se ha cartografiado un cordón arenoso de unos 1.500 m. de longitud, con una anchura máxima de unos 300 m. y una altura próxima a 1 m. Las características texturales de este depósito (fig. 18b) son las de unas arenas moderadamente bien clasificadas, con nula fracción grava y escasa proporción de limo más arcilla (1 %); las arenas se acumulan en casi el 60 por 100, en la clase de arena fina.

El origen de esta forma erosivo-deposicional hay que atribuirlo, en mayor medida, al barrido por el viento de la superficie de la playa de Villoria. Desde luego su origen es local, lo justifica el tamaño de grano, que es propio del entorno geológico —la Formación de las Areniscas paleógenas de Aldearrubia— e inclusive los porcentajes significativos, en las arenas eólicas, de los minerales distena y epidota-zoisita —4 y 5 por 100, respectivamente— que forman parte de la asociación mineralógica de la citada Formación.

2.4 EDAD

2.4.1 INFRAORDOVICICO

Los materiales pizarrosos que afloran en la Hoja pertenecen al denominado «Complejo esquisto-grauváquico» anteordovícico.

En el área que nos ocupa no aparece la cuarcita armoricana, pero en la Hoja de Salamanca, situada inmediatamente al O, nos encontramos los

niveles equivalentes a los más altos aquí descritos, claramente por debajo de la cuarcita armoricana. Por tanto, podemos afirmar que todos los materiales pizarrosos de la Hoja son ciertamente de edad anteordovícica.

Podemos precisar, además, que pertenecen a la Formación Aldeatejada; esta formación se encuentra por debajo de las areniscas del Cámbrico Inferior bajo, de la serie de La Rinconada, que fueron datadas con trilobites (GARCIA DE FIGUEROLA y MARTINEZ GARCIA, 1972).

Como, por otra parte, observamos paso gradual sin discordancia entre la formación Aldeatejada y las areniscas y calizas Cámbricas de La Rinconada, es probable que la formación Aldeatejada sea en parte de edad Cámbrico Inferior (DIEZ BALDA, en prensa). Por el momento, no podemos precisar si esta formación es de edad Cámbrico Inferior o de tránsito al Pre-cámbrico.

2.4.2 Terciario

Los materiales Paleógenos se han dividido en tres unidades: Formación Areniscas de Salamanca, Formación Areniscas de Cabrerizos, y Formación Areniscas de Aldearrubia (Cuadro I). La única datación realizada en el curso de este trabajo corresponde a la Formación Areniscas de Aldearrubia: marcando la biozona de Robiar, Rhenaniense final en la escala continental que se correlaciona con el Eoceno Superior (apartado 3). En la Formación Areniscas de Cabrerizos, situada inmediatamente debajo, a la cual pasa gradualmente, la fauna existente (apartado 3) indica una edad luteciense medio-superior (Eoceno Medio) que equivaldría con el Rhenaniense Medio.

La Formación Areniscas de Salamanca no ha proporcionado restos fósiles hasta el momento, por lo que no hay ningún criterio seguro que indique la edad de esta formación, pudiendo colocarse en el Rhenaniense Inferior o incluso por debajo de éste. Sin embargo, dada su posición stratigráfica, es la más inferior del Terciario, y la discontinuidad que la separa del resto de las unidades Paleógenas es posible que corresponda al Paleoceno. Habría que suponer, pues, una laguna que correspondería al Eoceno Inferior.

El conjunto de las facies de Cilloruelo y Carrascal ocupan, desde el punto de vista stratigráfico, una posición intermedia entre las unidades paleógenas, sobre las que se encuentra disconforme indistintamente, y el conjunto de las Facies de Amatos, Garcihernández y Arauzo, que se encuentran por encima y disconformes (Cuadro I). Este último conjunto es equivalente en parte a la Facies Puente Runel (CORRALES *et al.*, 1978), en la que CRUSAFONT *et al.* (1968), GARCIA y ALBERDI (1968) y ALBERDI (1974) citan fauna de macro y micromamíferos correspondientes al Vallesiense Inferior. Por esta razón se atribuye al Vallesiense.

En el conjunto inferior se ha encontrado fauna indeterminable en la Facies Carrascal, en las cercanías de Villoria (apartado 3). No obstante, por

el predominio de restos de mamíferos, podría atribuirse al Oligoceno Superior o más joven. Por la posición de esta facies con respecto a las correspondientes al Vallesiense se piensa que pertenecen a un Mioceno Medio y/o Inferior (Astaraciense-Orleanense-Ageniense).

De acuerdo con los datos de geofísica para el bloque Este de la falla Alba-Villorla, entre los conjuntos de facies correspondientes al Vallesiense (Amatos, Garcihernández y Arauzo) y los materiales paleógenos existen unos 520 metros de sedimentos con resistividades análogas al Vallesiense y cuya edad podría considerarse Mioceno Medio, Mioceno Inferior e incluso Oligoceno. En cuyo caso, ya que las facies de Cilloruelo y Carrascal ocupan los 160 a 170 metros superiores, es posible, que representen el Mioceno Medio (Astaraciense-Orleanense).

La facies de Villoria se atribuye al Tuoliense por estar situada inmediatamente encima y disconforme con el conjunto de facies que representan al Vallesiense.

2.4.3 CUATERNARIO

La escala cronoestratigráfica convencional aceptada en esta Memoria del Sistema Cuaternario es la que lo divide en dos épocas o series: el Holoceno y el Pleistoceno. El Pleistoceno, también convencionalmente, se le subdivide en: Pleistoceno Inferior, Medio y Superior. El límite inferior del Pleistoceno se le puede situar en el clásicamente admitido de: 1,62-1,83 m.a. El Pleistoceno Medio estaría comprendido entre los 700.000 y 120.000 años y el Pleistoceno Superior entre los 120.000 y los 10 ó 13 mil años de la base del Holoceno.

Ajustar a esta clasificación los procesos, depósitos y formas generadas en el territorio de la Hoja durante el Cuaternario, no es tarea fácil, sobre todo si se tiene en cuenta la ausencia de cualquier dato utilizable, paleontológico o radiométrico, en la Cuenca del Duero. Tan sólo los trabajos sobre las industrias líticas prehistóricas del valle del Tormes de SANTONJA *et al.* (1976 y 1979), y algún yacimiento más, encontrado durante la confección de la Hoja —estudiado por el citado autor—, permiten aproximar depósitos y cronologías.

En el perfil de terrazas de La Maya, aguas arriba de Alba de Tormes, se ha descrito una secuencia cultural que va del Achelense Medio al Achelense Superior —terrazas del río Tormes a + 54-56 m., + 30 m., + 10-12 m. y + 8 m.—, lo que sitúa a las terrazas más altas en el Pleistoceno Medio y a la de cota relativa más baja en el Pleistoceno Medio-Superior.

Dentro de la Hoja de Peñaranda de Bracamonte, en las inmediaciones de Villagonzalo de Tormes, en la terraza de + 12 m. (Q₁T9), se obtuvieron 71 piezas, entre núcleos, utensilios y lascas no retocadas, que se han atri-

buido a un estadio cultural de un Achelense Medio evolucionado (Pleistoceno Medio tardío).

Estos escasos datos permiten, al menos, encuadrar a los niveles de terrazas entre los + 50 m. y + 12 m., en el Pleistoceno Medio, y por lógica la de + 8 m. sería del Pleistoceno Superior. Los niveles por encima de los + 50 m., pertenecerían bien al Pleistoceno Medio o Pleistoceno Inferior.

El resto de los depósitos y formas se han colocado en la escala cronoestratigráfica, atendiendo en primer lugar a las relaciones espaciales establecidas entre ellos y las terrazas con cronología conocida en la zona, y en segunda instancia se ha correlacionado con otros sectores del Duero —sector central (PEREZ-GONZALEZ, 1979), Hojas Geológicas a E. 1:50.000 del meridiano de Valladolid realizadas por C. G. S. e IMINSA (1978-1979) y la cercana Hoja de Fontiveros (1980-81)—, e inclusive con la Cuenca del Tajo (PEREZ-GONZALEZ, 1981). El cuadro cronoestratigráfico del Cuaternario en la leyenda del Mapa Geológico a E. 1:50.000, es el resultado final de este intento de ordenación y correlación, entre las distintas unidades que conforman la Hoja.

3 PALEONTOLOGIA

Los terrenos terciarios que integran la Hoja han sido depositados a partir del Paleógeno en un ambiente continental que se caracteriza por una macrofauna escasa y poco significativa.

Uno de los yacimientos existentes en la Hoja es el de San Morales (Salamanca), estudiado por primera vez por M. MIQUEL (1906) y que ha sido datado desde entonces como probable Ludiense por los siguientes hallazgos:

Mamíferos: *Paloplotherium minus*, *Xiphodon gracile*; Cocodrilos, Suborden (Eusuchia indet., *Diplocynodon*, *Crocodylus*); Lepidosaurio indet., Rinocefalos indet.

Posteriormente, CRUSAFONT y TRUYOLS (1958) han confirmado para este yacimiento la edad Ludiense, al citar: *Palaeotherium magnum*, *Palaeotherium minus*, un posible creodonto, cocodrilos (*Arambourgia?*) y Quelonios (*Trionix?*, *Testudo?*).

Recientemente, JIMENEZ (1970) ha vuelto a citar la presencia de *Palaeotherium minus*.

Fuera de la Hoja, en un área muy próxima (Cabrerizos, Aldearrubia), JIMENEZ, E. (1968 a 1974) define el Luteciense Medio-Superior al hallar fauna de: *Allaeochelys casasecai*, nov. sp.; *Podocnemis entodermica*, nov. sp.; *Podocnemis carbajosai*, nov. sp.; *Stereogenys salmanticensis*, nov. sp.; mientras que el Ludiense lo define con: *Duerochelys arribasi*, *Podocnemis armuñensis* y *Palaeotherium minus*.

La datación obtenida durante el estudio de la Hoja (LOPEZ MARTINEZ, N.) permite situar la sucesión estratigráfica en relación con la escala de edades de mamíferos definida en los Congresos de Múnich y Bratislava (1975).

La fauna encontrada en la Formación Areniscas de Aldearrubia en la serie del Baleario de Babilafuente es la siguiente: Peces (al menos dos especies de Osteictios); Anfibios; dos formas de Quelonios, una especie de Cocodrilo, una especie de Squamata; Mamíferos (dos especies de Roedores): *Remys cf. minimus*, y *cf. Elfomys tobieni*. Estos hallazgos sitúan a las Areniscas de Aldearrubia en la biozona de Robiac, Rhenaniense final en la escala continental, que se correlaciona con el Eoceno superior.

En las proximidades de Villoria, en un afloramiento de la Facies Carrascal, se han encontrado, también: una segunda falange proximal de carnívoro, un fragmento de molar de cérvido y un fragmento de pelvis de mamífero indeterminado. La dominancia de mamíferos podría indicar una edad para esta facies de, al menos, Oligoceno superior o más joven, pues anteriormente todas las faunas están dominadas por los reptiles.

4 PETROLOGIA

4.1 LAS ROCAS METAMORFICAS

Los materiales del Complejo esquistograuváquico han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado en la zona estudiada, apareciendo las asociaciones minerales: moscovita + clorita y clorita + biotita + granate.

El metamorfismo aumenta hacia el Sur y en relación con este aumento varía el aspecto al microscopio de la S_2 y la geometría de los pliegues de esta fase.

Por efecto del metamorfismo las rocas han recrystalizado y en las cuarcitas los cuarzos presentan formas alargadas, bordes dentados u ondulados y extinción ondulante.

En los niveles dolomíticos no se conservan las texturas originales, la roca ha recrystalizado, encontramos dolomita recrystalizada en rombos perfectos.

En las pizarras, las cloritas, moscovitas y biotitas (de pequeño tamaño) se disponen paralelamente a los planos de esquistosidad S_1 . Por tanto, pensamos que el metamorfismo durante la Fase 1 pudo llegar a dar biotita.

Existe otro crecimiento de biotita posterior en cristales más grandes, que llegan a alcanzar 1 mm. Estas biotitas de mayor tamaño son de crecimiento estático entre la Fase 1 y la Fase 2. En algunos casos también es posible observar cristales de granate de crecimiento estático entre ambas fases.

En la zona cartografiada podemos distinguir la zona de la clorita al Norte y la zona de la biotita al Sur. Las isogradas tendrían un trazado aproximadamente N 100° E. La biotita comienza a aparecer según una zona que iría desde el pueblo de Palomares (unos 100 m. más al norte del pueblo ya existe biotita) hasta el pueblo de Amatos. Más al Norte de esta línea la biotita es muy escasa o inexistente y al Sur de esta línea se observa siempre en cristales visibles a simple vista mosqueando las pizarras.

Este metamorfismo entre las Fases 1 y 2 podría estar relacionado con el domo térmico asociado al granito de Martinamor, este granito aflora al SO de Alba de Tormes y está deformado por la segunda fase hercínica (fig. 22).

4.2 RELACIONES ENTRE LA BLASTESIS MINERAL Y LAS FASES DE DEFORMACION

Existe un metamorfismo sincrónico a la Fase 1 con cristalización de moscovita, clorita y escasa biotita. La biotita sin-fase 1 aparece en algunas muestras con cristales muy pequeños.

Posteriormente, entre las fases 1 y 2 crecen biotitas y granates. Estas relaciones se observan con bastante claridad en las láminas DB-307, 308 y 309 (fig. 18).

Dentro de los cristales de biotita, las inclusiones que fosilizan la esquistosidad anterior S_1 están alineadas, fuera del cristal aparece S_2 , está crenulada,

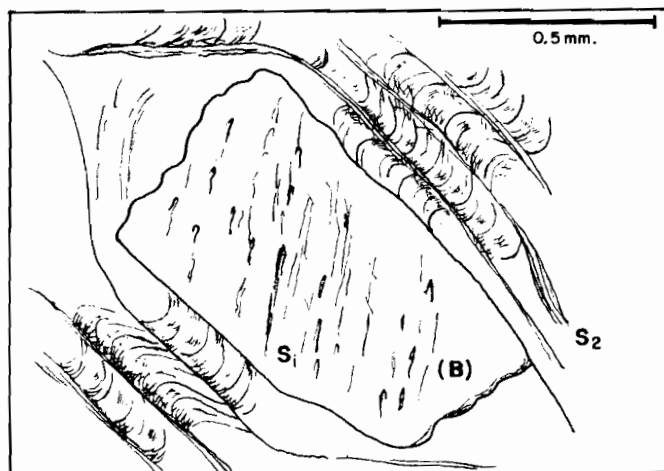


Figura 18.—Porfiroblasto de biotita (B) que engloba inclusiones que marcan la esquistosidad S_1 (S_1), fuera del cristal aparece S_2 .

podemos pensar que el cristal de biotita creció posteriormente a la Fase 1, ya que la esquistosidad S_1 ya existía en la roca cuando la biotita creció y el cristal fue creciendo englobando las inclusiones orientadas. Posteriormente S_1 se microplegó fuera del cristal y apareció la esquistosidad S_2 , que se adapta al porfiroblasto, dando sombras de presión (fig. 18).

5 GEOFISICA

Con objeto de resolver problemas estructurales de la región, estimar el salto actual de la falla Alba-Villoria y respondiendo a la necesidad de establecer la potencia de las series detríticas terciarias y definir las desde el punto de vista resistivimétrico se realizaron ocho Sondeos Eléctricos Verticales (S. E. V.) de AB 2.000-3.000 metros al Este y Oeste de dicho accidente (fig. 19).

Las interpretaciones de los S. E. V. se realizaron mediante el programa automático, modificado, de Zhody. Los resultados de los cortes geoelectricos se han representado en la figura 20.

En el cuadro siguiente se recogen las resistividades reales de las diferentes unidades presentes en la zona:

<i>Formación</i>	<i>Resistividad real (ohmios mts.)</i>	<i>Observaciones</i>
Paleozoico:		
— Pizarras	— 100 a 600	
— Grauvacas		
Paleógeno:		
— F. A. de Salamanca	— 40 a 55	Cemento silíceo
— F. A. de Salamanca	— 25	
— F. A. de Cabrerizos	— 50	Facies fangosa
— F. A. de Cabrerizos	— 13	
— F. A. de Aldearrubia	— 10 a 23	
Mioceno:		
— Fac. Cilloruelo	— 130	Gravas
— Fac. resto Mioceno	— 13	

Estos datos han sido obtenidos mediante medidas en afloramientos o mediante S. E. V. localizados. Los datos anteriores ponen de manifiesto que pueden delimitarse las principales formaciones geológicas (Mioceno, Paleógeno, Paleozoico) por su resistividad.

Los cortes ponen de manifiesto:

- 1) La potencia del Mioceno, al este de la Falla de Alba Villoria, tiene un desarrollo del orden de 300 a 650 metros. El Paleógeno presenta una potencia de 350 metros.
- 2) La potencia del Mioceno, al oeste de la falla, es pequeña, 20 metros. El Paleógeno presenta potencias variables entre 50 y 350 metros.
- 3) El salto de la fractura en la dirección E-O es variable, según zonas, alcanzando 850 metros en el S. E. V. Cilloruelo y en el S. E. V. 8.
- 4) Existen fracturas asociadas a la principal que presentan saltos locales, a veces de 300 metros.

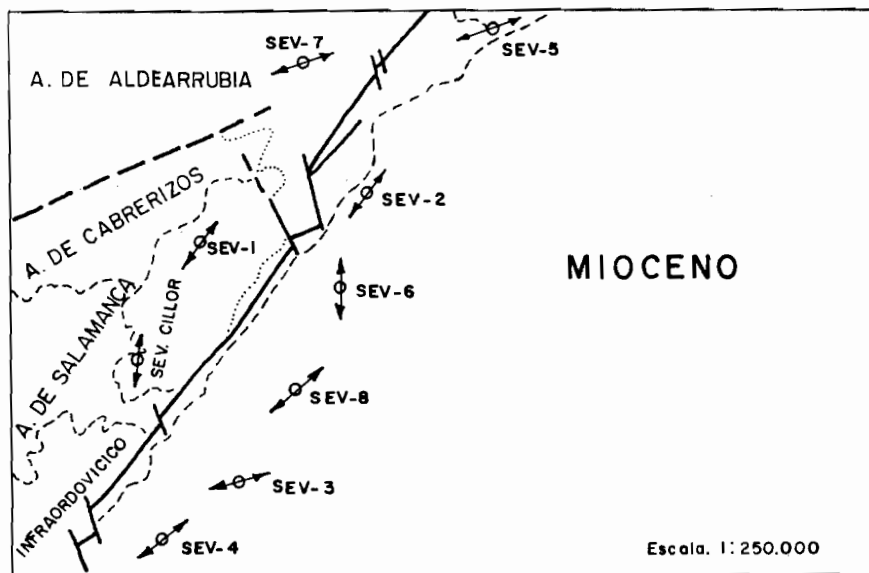


Figura 19.—Situación de los sondeos eléctricos verticales (S. E. V.).

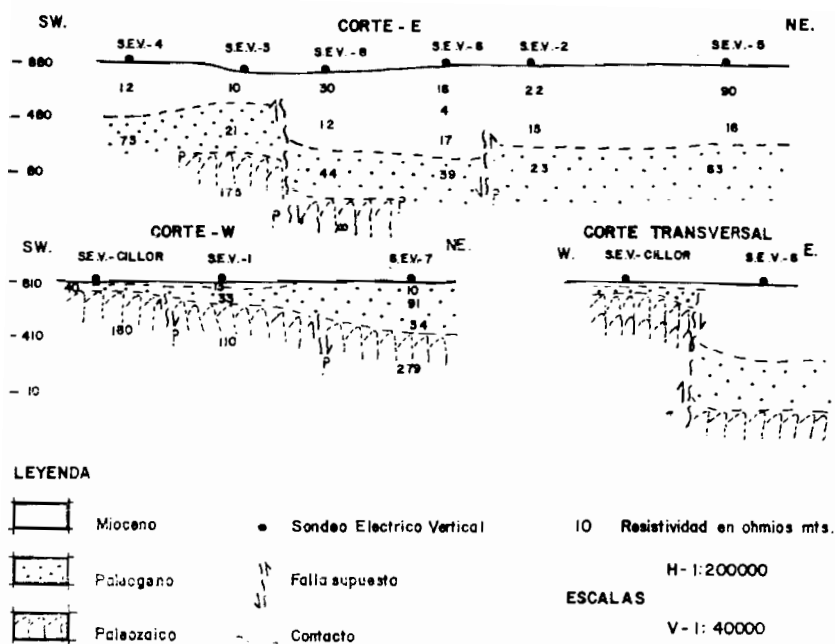


Figura 20.—Cortes geofísicos.

6 TECTONICA

6.1 INTRODUCCION

Los materiales anteordovícicos que afloran al SO de la Hoja han sido deformados durante la orogénesis hercínica en el transcurso de tres fases de plegamiento sucesivas, siendo la primera de éstas la más importante y la responsable de los pliegues que se presentan en la cartografía. Son pliegues de plano axial subvertical de dirección E-O con esquistosidad paralela a su plano axial bastante desarrollada a todas las escalas.

La segunda fase de deformación es responsable de flexiones de la primera esquistosidad y algún micropliegue, pero en la Hoja que nos ocupa esta fase no produce pliegues apretados, como ocurre un poco más al Sur (en las zonas próximas al granito de Martinamor). La esquistosidad originada durante esta fase es de crenulación, pero en el área estudiada no llega a ser muy intensa ni produce bandeo tectónico. Esta esquistosidad S_2

buzan débilmente al sur en la Hoja. La tercera fase produce un reapretamiento de los pliegues de primera fase sin aparición de nueva esquistosidad en las zonas donde sólo existía S_1 como plano de anisotropía penetrativa anterior, ya que S_1 es subparalela al plano de aplastamiento de la Fase 3. En las zonas donde existía una S_2 subhorizontal penetrativa e intensa con micas grandes paralelas a ella, se produce un microplegamiento de esta S_2 de tipo «chevron» y aparece una S_3 subvertical de dirección E-O. En la zona representada en la Hoja no encontramos una S_3 y podemos pensar que únicamente esta fase es responsable de que la S_2 buce al sur ligeramente. Si consideramos una zona más amplia podemos interpretar una sinforma de Fase 3 entre el Azud de Villagonzalo y Alba de Tormes (fig. 22).

Como estructuras tardías existen «kink-bands» subverticales probablemente relacionados con las fallas tardihercínicas.

La tectónica tardihercínica es la responsable de la fracturación del zócalo rígido y ha condicionado la sedimentación durante el Terciario.

6.2 MACROESTRUCTURAS

Distinguiremos los pliegues debidos a la primera fase hercínica, las flexiones de la fase 2 y suaves sinformas o antiformas de fase 3.

6.2.1 LOS PLIEGUES DE LA FASE 1

Los pliegues de primera fase son las estructuras mayores más importantes del ángulo SO de la Hoja y son los pliegues que se han cartografiado. En las inmediaciones del Azud de Villagonzalo distinguimos dos sinclinales y un anticlinal de plano axial subvertical. Son pliegues de 400 a 500 m. de longitud de onda, débilmente vergentes al N no muy apretados. Se han representado en el corte (fig. 22). Van acompañados de esquistosidad S_1 que es paralela al plano axial de los pliegues y es de dirección E-O y subvertical. Las líneas de charnela buzan débilmente al O.

6.2.2 LAS FLEXIONES DE SEGUNDA FASE

Se trata de pliegues muy poco apretados de plano axial subhorizontal (buzando débilmente al Sur), que doblan a la estratificación y a la esquistosidad S_1 . En el corte de la figura 22 se aprecia cómo S_1 buza al Sur en el sector Norte, y hacia el Norte en el sector Sur del mismo. Esto es debido a un pliegue de Fase 2 cuyo plano axial buza hacia el Sur unos 15°, con un ángulo entre flancos próximo a los 100°. Estos pliegues son de forma angular y van acompañados de micropliegues, y paralelamente, a su plano axial, tienen una esquistosidad de crenulación S_2 .

En algunos casos se observa cómo los pliegues de esta fase, especial-

mente, es más fácilmente visible en pliegues pequeños, doblan a la lineación anterior I_1 .

6.2.3 LOS PLIEGUES DE TERCERA FASE

Creemos que la gran sinforma que dibuja S_2 (que buza hacia el Sur en la Hoja que nos ocupa y hacia el Norte en la región de Alba de Tormes) es debida a esta fase. La antiforma de Martinamor (Hoja de Las Veguillas) sería también debida a esta fase. La longitud de onda de estos pliegues es de unos 10 kilómetros.

Dentro de la Hoja estudiada solamente está representado el flanco Norte de esta sinforma, pero en el corte de la figura 22, que se prolonga algo más al Sur, está representada la sinforma completa.

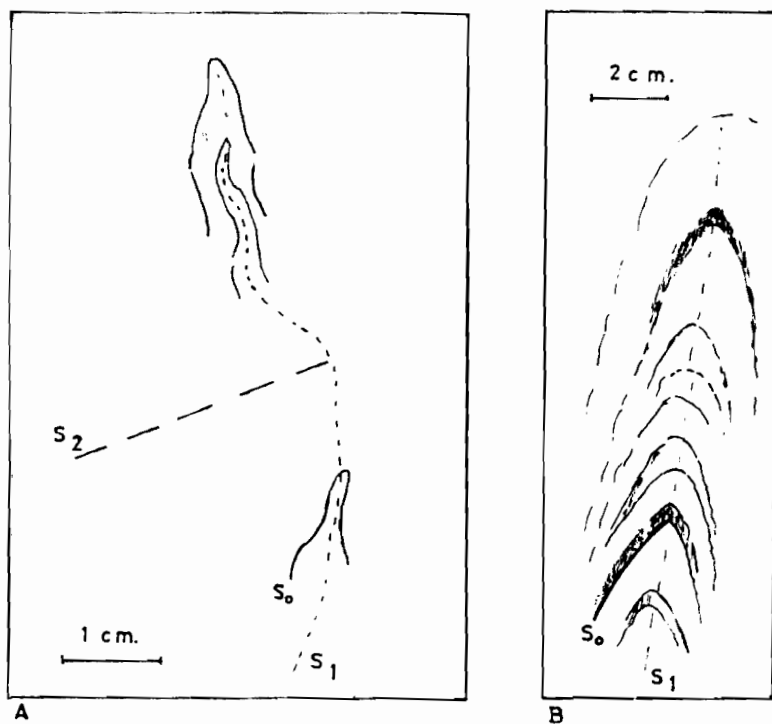


Figura 21.—Micropliegues de Fase 1.

6.3 MICROESTRUCTURAS

Describiremos a continuación los micropliegues, las lineaciones y las esquistosidades.

6.3.1 MICROPLIEGUES

Es bastante raro observar en el afloramiento micropliegues de Fase 1. En el Cerro de cota 844 situado 500 m. al sur del Azud de Villagonzalo observamos un micropliegue apretado, con un ángulo entre flancos entre 10 y 20°, engrosado en la charnela y a su vez deformado por la Fase 2 (fig. 21 A).

También al O de Palomares se observan micropliegues de Fase 1 en pizarras bandeadas (figs. 21 B).

Los micropliegues de Fase 2 son raros también y en el área representada en la Hoja son poco apretados con un ángulo entre flancos próximo a 125°. En algunos casos sobre la superficie de estratificación plegada se observa la lineación I_1 que está doblada por los pliegues.

En el sector próximo a Alba de Tormes y más al Sur se observan numerosos micropliegues de Fase 2 más apretados que en la Hoja de Peñaranda. En este sector de Alba los pliegues de Fase 2 tienen un ángulo entre flancos de 30 a 50°, doblando a I_1 y estudiando las isógonas y la proyección de las lineaciones anteriores plegadas dedujimos que estos pliegues se formaron por «bucklin» más aplastamiento.

En el sector cartografiado en la Hoja tampoco observamos micropliegues de Fase 3, pero éstos pueden observarse ocasionalmente en la trinchera del ferrocarril al SO de Alba de Tormes.

6.3.2 ESQUISTOSIDADES

Se distinguen tres esquistosidades en los materiales de la Hoja. La primera, S_1 , es la esquistosidad regional en todo el área cartografiada de terrenos anteordovícicos, y es la esquistosidad penetrativa más visible en casi todos los afloramientos. En algunos lugares, como en la falda Sur del cerro de cota, 844 m., situado 500 m. al Sur del Azud de Villagonzalo, es S_2 la esquistosidad más visible en el afloramiento, pero esto es excepcional en el área que nos ocupa.

Más al Sur, ya fuera de la Hoja estudiada, en el área próxima a Alba de Tormes, solamente S_2 es visible en el afloramiento, la esquistosidad S_1 en este caso sólo es visible en lámina delgada. Por último, S_3 no se observa en el área estudiada.

6.3.2.1 La esquistosidad S_1

Es una esquistosidad de flujo, o mejor, un «clivaje pizarroso» («slaty

cleavage»), para no emplear términos genéticos, que se dispone paralelamente a los planos axiales de los pliegues menores y mayores ya descritos. Es penetrativa a escala de afloramiento y de microscopio. Su dirección es E-O a N 100° E y su buzamiento es subvertical. Según la litología y el grado de metamorfismo varía el aspecto de S_1 al microscopio, en las pizarras de más bajo grado S_1 viene marcada por la orientación de las sericitas y cloritas, en algunos casos aparecen biotitas de pequeño tamaño paralelas a estos planos.

En cuarcitas S_1 se manifiesta por la forma de los granos de cuarzo que están alargados en el plano de S_1 .

En los calcoesquistos con nódulos dolomíticos, la esquistosidad es penetrativa dentro del nódulo y es paralela al plano formado por los ejes mayor e intermedio del nódulo elipsoidal.

Las fases posteriores a F_1 han plegado esta superficie de referencia, por lo cual S_1 cambia su buzamiento de unos dominios a otros.

6.3.2.2 La esquistosidad S_2

Esta esquistosidad se observa en toda el área estudiada, es de crenulación y subhorizontal. Muy frecuentemente vemos la esquistosidad S_1 microplegada, pero no hay ningún mineral recrecido paralelamente al plano axial de los micropliegues (es decir, a S_2). La intensidad de S_2 aumenta hacia el Sur; en este sector Sur ya hay opacos y micas dispuestos paralelamente al plano axial de estos micropliegues. S_2 llega a ser bastante intensa en los alrededores de Alba de Tormes, y más al Sur, llegando a dar un bandeado tectónico (con bandas claras ricas en cuarzo y oscuras con micas y opacos). En algunos casos S_1 casi ha quedado borrada, quedando solamente fosilizada en arcos poligonales de micas en las bandas claras del bandeado tectónico descrito.

6.3.2.3 La esquistosidad S_3

Como hemos dicho anteriormente, S_3 es plano axial de micropliegues angulares de tipo «chevron» (de longitud de onda de 2-3 mm.), que pliegan a la esquistosidad anterior S_2 . S_3 es subvertical, buza unos 70° al Norte (fig. 22).

En la zona cartografiada en la Hoja no se observa, pero sí más al Sur; observada al microscopio, no vemos que S_3 esté materializada por crecimiento de minerales paralelamente a ella.

6.3.3 LINEACIONES

Se pueden distinguir en el afloramiento varias estructuras lineares de intersección de crenulación y de estiramiento.

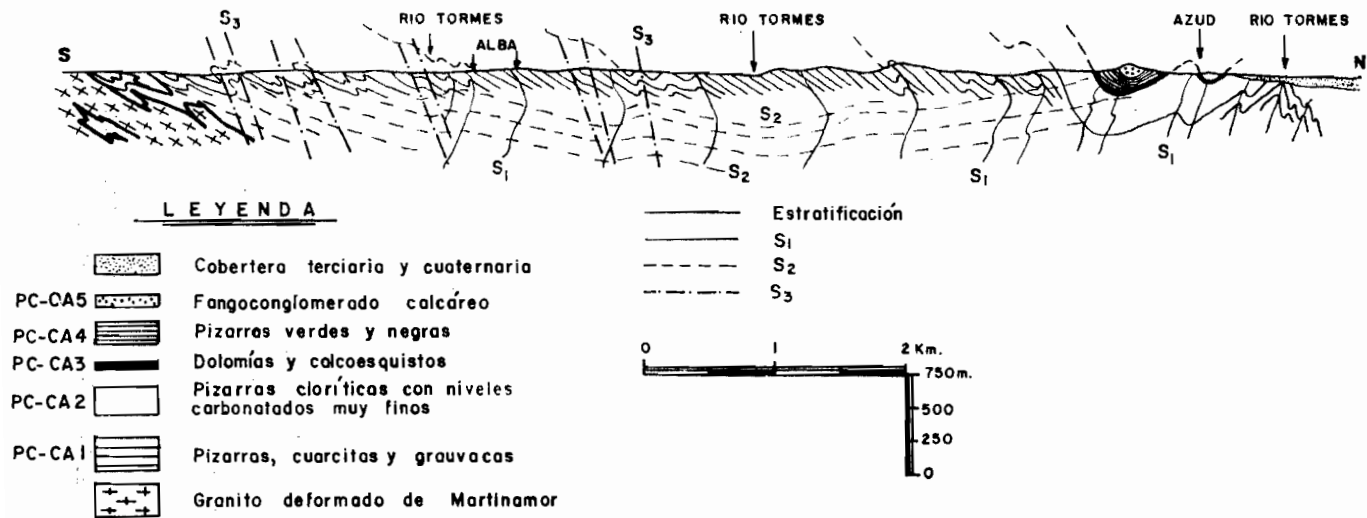


Figura 22.—Corte NS desde el N del Azud de Villagonzalo hasta el granito al SO de Alba de Tormes. DIEZ BALDA et al. (1977).

6.3.3.1 La lineación de intersección L_1

Es el resultado de la intersección de la estratificación con la esquistosidad S_1 . Se observa con bastante frecuencia en el afloramiento, es de dirección aproximadamente E-O y buza de 4 a 10° al O. Es paralela a las líneas de charnela de los pliegues de Fase 1, y se han representado algunas medidas en el mapa. Se observa plegada por los pliegues de la Fase 2.

6.3.3.2 La lineación de crenulación L_2

Como S_1 está microplegada, las líneas de cresta de los micropliegues marcan una lineación de crenulación que es frecuentemente visible sobre los planos de S_1 en las pizarras. Es de dirección N 100° E y se inclina hacia el E unos 5°.

La intersección entre S_2 y S_3 es también una lineación de crenulación, pero no la observamos en el área estudiada.

6.3.3.3 Lineaciones de estiramiento

Está marcada por los ejes más largos de los cantos de los conglomerados y los ejes mayores de los nódulos dolomíticos deformados. Se han marcado algunas medidas en el mapa, es de dirección E-O y subhorizontal.

6.3.4 EL ELIPSOIDE DE DEFORMACION FINITA

Hemos podido conocer las relaciones de los ejes del elipsoide de deformación finita debido a la Fase 1, midiendo nódulos dolomíticos deformados, concretamente en la cantera al E del río Tormes, en los niveles de calcoesquistos marcados con PC-CA 3.

En ese sector la deformación debida a la Fase 2 no ha debido de ser muy intensa y por tanto consideramos que el aplastamiento de los nódulos se debe a la Fase 1. Obtuvimos así la orientación de los ejes del elipsoide de deformación X, el mayor X, el intermedio Y y el menor Z, y sus relaciones.

6.4 FRACTURAS

La tectónica tardihercínica es una tectónica predominantemente frágil, ya que se manifiesta por fracturas que afectan al zócalo hercínico. En el Macizo Hespérico estas fallas tienen dos direcciones predominantes NE-SO y NO-SE, constituyendo dos sistemas conjugados (PARGA, 1969). Son fallas en dirección o «dicrochements», unas dexas (las NO-SE) y otras senestras (las de dirección NE-SO) con planos de fallas subverticales. Posteriormente

han jugado como fallas normales y en muchos casos limitan las cuencas terciarias, sus reajuegos tardíos condicionan, por tanto, la sedimentación en las mismas.

La más importante de la cartografía presentada en la falla de Alba-Villoria (JIMENEZ, 1973), que ya estaba trazada en el mapa tectónico de la Península Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972).

La edad tardihercínica de estas fallas está plenamente demostrada por la cartografía, ya que desplazan a pliegues y estructuras planares hercínicas (VEGAS, 1974, fig. 1) y además, según indican GARCIA DE FIGUEROLA *et al.*, 1974, cortan a granitos carboníferos y a formaciones sedimentarias devono-carboníferas.

6.4.1 LA FALLA DE ALBA-VILLORIA Y OTROS FENOMENOS TECTONICOS ASOCIADOS

La falla de Alba-Villoria atraviesa la Hoja de SSE-NNE, se prolonga fuera de ella hacia el SO de Alba de Tormes y enlaza con el dique básico de Plasencia-Alentejo. Hacia el NE se pierde; no obstante, la alineación del río Pisuerga hace pensar en su continuación, al menos en el sustrato.

Su actuación a lo largo del Paleógeno y Neógeno ha condicionado la sedimentación de ambos (Apartado 8) por hundimiento del bloque Este con saltos del orden de 800 metros (apartado 5).

Su carácter es probablemente de «dicrochement» senestro en épocas tardihercínicas, pero durante el Terciario jugó como falla normal.

En relación con este accidente y paralelamente a él se desarrolla un sistema de pliegues que afectan al Mioceno y que pueden interpretarse como de adaptación a un zócalo rígido fracturado.

Otras fallas asociadas de dirección NO-SE también son importantes. Probablemente se trata del sistema conjugado al anterior y de desplazamiento dextral en épocas tardihercínicas; sus reajuegos como fallas normales desplazaron el trazado de la falla Alba-Villoria.

7 GEOMORFOLOGIA

Una visión generalizada a la Cartografía Geomorfológica a E. 1:100.000 de la Hoja de Peñaranda de Bracamonte, descubre dos dominios bien diferenciados. El primero es el formado por los *valles* del Tormes, Almar, Margañan y Gamu que ocupan el borde oeste y la mitad sur de la Hoja; el segundo corresponde a las *superficies o planos* que se sitúan, aproximadamente, en el cuarto nororiental de la Hoja.

En el dominio de los valles, llama inmediatamente la atención el carácter de *asimetría morfológica* de los mismos. Las terrazas en la ladera izquierda y un sistema de glacis en la vertiente opuesta.

Las terrazas forman un sistema escalonado de plataformas suavemente tendidas hacia sus cauces principales, y están separadas, unas de otras, por escarpes o taludes de plano inclinado, casi siempre con perfiles regularizados. El salto topográfico entre terrazas apenas alcanza una decena de metros, lo que dificulta su reconocimiento y separación cartográfica. El número de terrazas identificadas en el valle del Tormes son 10, con cotas respecto al cauce actual de: + 8 m. (Q_1T_{10}); + 12 m. (Q_1T_9); + 18 m. (Q_1T_8); + 30/34 m. (Q_1T_7); + 42-44 m. (Q_1T_6); + 50 m. (Q_1T_5); + 62-64 m. (Q_1T_4); + 78-80 m. (Q_1T_3); + 108 m. (Q_1T_2); + 120 m. (Q_1T_1). Hay que señalar, además, dos subniveles en la vega del Tormes, a + 1-3 m. y + 3-5 m. Estos subniveles junto con la primera terraza a + 8 m., están conectados hidráulicamente. La llanura de inundación, propiamente dicha, se corresponde al subnivel de + 1-3 m. y en ella todavía se conservan las trazas de antiguos canales (Q_2M) del Tormes que por otra parte, presenta una morfología de canal con tramos de meandro y otros más o menos rectos, con barras e islas vegetadas. Estos tipos de canales sugieren un transporte de carga de fondo (SCHUMM, 1977).

En los valles de los ríos Gamo, Margañan y Almar, el número de terrazas conservadas es menor —en el valle del Almar hasta la Q_1T_4 — y se ha podido establecer una correlación de terrazas entre valles, por criterios cartográficos y secuenciales que implican posiciones de cotas relativas respecto a sus cauces, semejantes a las obtenidas en el valle del Tormes.

Los glacis de las vertientes derechas se les puede clasificar como *glacis de cobertera* (DUMAS, 1967) y se han diferenciado cartográficamente tres; un cuarto, más actual, estaría representado por las amplias llanadas construidas 8 a 10 m. por debajo del glacis Q_1G_4 , en el triángulo formado por Encinas de Abajo-San Morales-Villoria. Los bordes de estos glacis se sitúan en cotas relativas, respecto a los cauces mayores de: + 5-6 m.; + 10-12 m. (Q_1G_4); + 18-20 m. (Q_1G_3) y + 24-26 m. (Q_1G_2).

Este paisaje, en cierta medida dispar, de glacis y terrazas, disectadas por arroyos y torrenteras, se torna monótono e indefinido al Norte del río Almar, donde extensos planos dedicados al cereal, forman un territorio sin contrastes que llega hasta los contrafuertes de terrazas invertidas del río Duero, en la región de Alaejos, Nava del Rey y Medina del Campo. En la Hoja de Peñaranda de Bracamonte, entre los 900 y 840 m., se han distinguido un total de cinco superficies o glaciplanaciones (*) con delgados depósitos;

(*) Este término ha sido utilizado por GUTIERREZ ELORZA (1979), para designar a esas superficies al sur del río Duero, en una serie de Hojas Geológicas realizadas en 1978-1979, por C. G. S.-IMINSA,

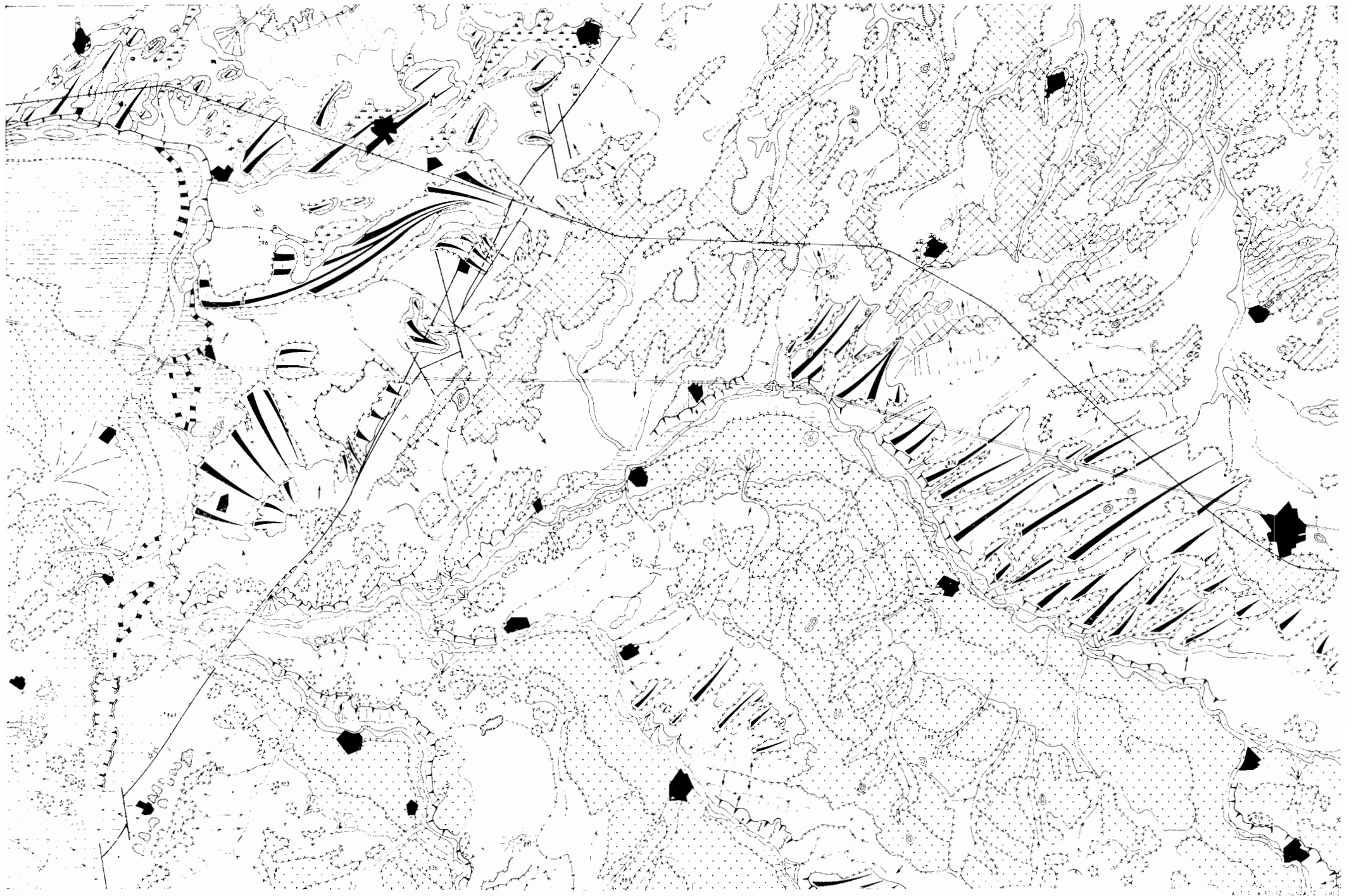
éstas se suceden unas a otras con suaves escalones cuando están seriadas, y tienen gradientes de pendiente del 0,1 al 0,2 por 100 hacia el NNE.

La génesis de estos planos y de los glaciares se piensa que tiene un origen poligénico, fluvial y eólico, en un clima semi-árido estacional más fresco y seco que el actual. Los procesos de humectación-desecación preparan al material semicoherente del sustrato para ser fácilmente transportado por la acción de las aguas corrientes, poco o nada encauzadas, y el barrido de los vientos del SO.

Otros morfotopos de interés en la Hoja son las depresiones con encharcamientos temporales. Estos focos semiendorreicos se relacionan, la mayoría de las veces, con los cauces de los regatos y arroyos que en los momentos de crecida los alimentan. Otras, en cambio, son estrictamente pluviales. Una particularidad es el carácter regresivo, en la actualidad, de estos focos. En la cartografía se han separado algunas áreas hoy no funcionales (Q_2-L_1), pero todas ellas, las funcionales o no, están relacionadas entre sí. El dispositivo morfológico común a esos encharcamientos son las suaves o nulas pendientes, una impermeabilización de sus vasos por sus propios depósitos y una alimentación hídrica mixta: pluvial o alóctona, ésta se produce bien sea en los momentos de crecida de los arroyos o por aportes de aguas subterráneas de los acuíferos superficiales.

Queda por señalar que en el dominio de los valles los contrastes altitudinales han favorecido la construcción de pequeños conos de deyección que pueden coalescer unos con otros y que representan, hoy mismo, los fenómenos de erosión-sedimentación más activos de fluvio-gravedad, aunque su acción esté muy localizada. Los grandes abanicos del valle del Tormes (Q_1-Q_2cd) son depósitos relictos que indican una mayor actividad de estos aparatos en momentos próximos a los actuales, y, posiblemente, en condiciones climáticas distintas.

Sin embargo, el accionamiento fluvial no está limitado en la Hoja a este tipo de fenómenos. Existen, en áreas y puntos concretos, zonas inestables por socavamiento lateral de los cursos de agua, permanentes o semipermanentes, y vertientes muy inclinadas atacadas activamente —como al sureste de Tordillos, al norte de Garcihernández y en el escarpe paleógeno al norte de Babilafuente—, por el desarrollo de regueras (rills), torrenteras de corto recorrido y cárcavas, que han debido iniciarse en última instancia por la desaparición o el clareado de la vegetación natural, por causa del pastoreo intensivo, lo cual ha favorecido la evacuación de los detritus y suelos de esas vertientes, y la incisión y progresivo desmantelamiento posterior de la topografía preexistente. Un estado inicial de este proceso se puede observar en la ladera norte del cerro Carpio, donde se está produciendo el desmoronamiento de un cantil rocoso superior, y un deslizamiento —solifluación, s.l.— hacia el fondo del valle, de los materiales que cubren la vertiente. Estos movimientos de masa, asimismo, han transformado en un seg-



mento sin contrastes, aunque éste es un movimiento secular, los perfiles de terrazas del río Margañán a la altura de Tordillos. A pesar de estos hechos la fisionomía de la región está dominada por las formas redondeadas, suaves y sin aristas, con las vertientes regularizadas y en algunos casos, inclusive, se conservan paleovertientes de regularización cubiertas por detritus y suelos rojos preservados.

El viento no solamente ha construido formas erosivo-deposicionales, sino que también es el responsable de la presencia de innumerables cantos alisados y ventifactos sobre las superficies de las terrazas, glaciais y aplanamientos de la Hoja. A esta acción, además, se la hace responsable, en parte, de la génesis de las depresiones con encharcamientos temporales y otras, p. e., al sur de San Morales y al este de Garcihernández —cuyos ejes mayores están en la dirección de los vientos prevalentes del Sur—, sin olvidar, por supuesto, algunos nichos de corrosión eoliana, en las paredes expuestas a barlovento de las areniscas finas paleógenas de Aldearrubia.

Finalmente, se señala que el modelado morfoestructural, independientemente de pequeñas formas debidas a afloramientos de capas duras o a replanos producidos por posibles facies canalizadas en relieve invertido, está caracterizado en la Hoja por la influencia de la falla de Alba-Villoria. Este accidente determina un claro *escalón morfológico*, paralelo a la dirección de la fractura, que separa el valle asimétrico del Tormes, de los planos o superficies al norte del río Almar. El movimiento tardío, como falla normal, de la fractura de Alba-Villoria, elevó el bloque occidental, ayudando de esta manera a la exhumación pleistocena de los depósitos sedimentarios paleógenos y miocenos, dejando al descubierto, en el borde suroccidental de la Hoja, una antigua superficie de erosión que enlazaría con la llamada *penillanura salmantina*. En este punto hay que considerar, aunque sea brevemente, el papel de la tectónica profunda en la morfogénesis de los valles y en el dispositivo geomorfológico general. La asimetría funcional de los valles, junto con una decidida pendiente hacia el NNE de las superficies al norte del río Almar, sugieren una lenta pero progresiva inclinación del zócalo compartimentado en el mismo sentido; de la misma manera determinadas alineaciones de los valles parecen estar condicionadas por el reflejo de fracturas profundas, de rumbos NNE-SSO; NNO-SSE y E-O —ver el esquema morfoestructural, en el Mapa Geológico a E. 1:50.000—, lo que podría justificar el cambio brusco de dirección del río Tormes hacia el Oeste —Codo del Tormes— y de los ríos Almar y Margañán hacia el SSO.

8 HISTORIA GEOLOGICA

8.1 TIEMPOS ANTEHERCINICOS

Durante el Precámbrico terminal y quizá durante el Cámbrico más bajo

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROLOGIA

- 1'2 Cota en metros
- Divisoria de aguas

FORMAS FLUVIALES

- Valles en forma de U
- Valles en forma de V
- Valles de fondo plano
- Valles asimétricos
- Cañón
- Canales abandonados
- Collado de divergencia fluvial
- Planura de inundación (vegas)
- Fondos de vaguada (lecho plano)
- Conos y abanicos aluviales
- Terrazas

VERTIENTES

- Ladera estabilizada
- Pendiente de 0 a 10°
- Pendiente de 10 a 30°
- Pendiente de 30 a 60°

FORMAS EOLICAS

- Cordón de arena

FORMAS DE GRAVEDAD

- Coluviones y depósitos de aie de talud

FORMAS POLIGENICAS

- Glacis
- Superficies
- Superficie degradada
- Superficie antigua degradada
- Depresiones

TECTONICA Y FORMAS ESTRUCTURALES

- Falta
- Dirección e inclinación de capa
- Superficie en arenisca
- Superficie en conglomerada
- Replano
- Relieve residual
- Resalte en capas subhorizontales

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carretera
- Ferrocarril

MORFODINAMICA

- Lecho de corrientes permanentes
- Barrancos de incisión lineal
- Cauces esporádicos
- Cárcava
- Pegueros (escorrentía difusa)
- Lagunas pluviales
- Areas de encharcamiento temporal (playa)
- Escarpe por socavamiento lateral
- Caída de bloques
- Soliflución
- Cantas pulizadas y ventifactos

MORFOMETRIA DE TALUDES

- Talud o escarpe suavizada > 20 m.
- Talud o escarpe suavizada < 20 m.

se depositaron los materiales del Complejo esquistograuváquico en cuencas marinas subsidentes. Es probable que existieran momentos de inestabilidad tectónica en el Precámbrico terminal que habrían condicionado el desarrollo de corrientes de turbidez con sedimentación de turbiditas proximales.

Ya durante el Cámbrico Inferior la sedimentación marina es más somera y se depositaron areniscas y calizas (calizas de Tamames), CORRALES *et al.* (1974). No están representadas en la Hoja. Antes del Ordovícico (Skidavienese) y posteriormente al Cámbrico Inferior se produjo el plegamiento sárdico, que aunque no se puede detectar en la Hoja, es evidente que existió, pues hay una discordancia entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico (Cuarcita armoricana) en el sinclinal de Tamames.

8.2 TIEMPOS HERCINICOS Y TARDIHERCINICOS

Por efecto de las fases de plegamiento de la orogénesis hercínica se deformaron parte de los materiales de la Hoja, se acortaron y apareció la esquistosidad. En el apartado 6 se ha descrito la geometría de estas estructuras a todas las escalas y en el apartado 4 las características del metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional es simultáneo a la deformación de los materiales, alcanzándose el máximo entre la primera y la segunda fase de deformación.

En los tiempos tardihercínicos se fracturó el zócalo rígido según dos sistemas de fallas en dirección. Estas fallas rejugaron como fallas normales en épocas más recientes (Terciario y hasta la actualidad).

Durante los tiempos Mesozoicos la zona estudiada sería probablemente un área emergida.

La historia de la región durante el Terciario está íntimamente relacionada con el movimiento de los accidentes que la afectan, en este sentido hay que destacar la falla Alba-Villoria (fig. 23).

La sedimentación paleógena se efectuó sobre un zócalo fuertemente afectado por una alteración que llega a tener hasta 30 m. de espesor, realizada en condiciones intertropicales.

Como consecuencia de la fase Larámica se reactivaron las fracturas hercínicas y tardihercínicas, estableciéndose cuencas continentales. En este marco se depositan las Areniscas de Salamanca, bajo ambientes netamente fluviales, con procedencia fundamental del S o SO.

Estas condiciones quedan interrumpidas por una nueva etapa de fracturación. La individualización de bloques situados entre fallas de dirección NNE-SSO y basculados, trae como consecuencia la formación de depresiones en las que se acumulan los sedimentos Rhenanienses. El origen de la Depresión Peñaranda-Alba probablemente sea simultáneo al de la de Ciudad

Rodrigo que MOLINA *et al.* (1979) centran en esta etapa. Ambas se incluyen en el sistema de depresiones y umbrales sensiblemente paralelos de origen tectónico que caracterizan, al menos, el extremo suroccidental de la Cuenca del Duero. Es en este momento donde debe centrarse el comienzo de la actividad de la falla Alba-Villoria, que condiciona en gran parte la diferencia de potencias existentes entre el Paleógeno situado a uno y otro lado de la misma (fig. 23).

La sedimentación continúa siendo fluvial (Areniscas de Cabrerizos), pero evolucionando verticalmente hacia condiciones distales del sistema fluvial (Areniscas de Aldearrubia). Esto implica atenuación de los relieves metamórficos marginales existentes al S-SO, llegándose paulatinamente a un mayor equilibrio al final del ciclo Paleógeno.

Del Neógeno solamente se conoce con seguridad los ciclos sedimentarios pertenecientes al Mioceno Superior (Vallesiense, Turolense) y probablemente parte del correspondiente al Mioceno medio (Astaraciense?) e Inferior. Estos ciclos están limitados por discontinuidades estratigráficas (cuadro I).

Del ciclo pre-vallesiense solamente se conocen los últimos 160 m. (Conjunto Cilloruero-Carrascal); son el resultado del desmantelamiento de los relieves situados al O-SO. La sedimentación tiene lugar en una cuenca compartimentada en bloques debido al juego de las fracturas NE-SO (sistema Alba-Villoria), y el sistema conjugado NO-SE.

Los aparatos fluviales instaurados sobre la región se encauzan hacia los bloques hundidos; corresponderían a ríos trenzados de distinto carácter que discurrirían en general de O a E y acaban por fosilizar el sistema de fracturas Alba-Villoria. Este hecho confiere a la Cuenca, en esta etapa, un carácter expansivo con respecto a los depósitos del Mioceno más inferior (figura 23).

El ciclo vallesiense se inicia con un nuevo reajuste, en el que continúa el accidente de Alba-Villoria con la misma tendencia (hundimiento del bloque oriental). Su movimiento es el causante de pliegues de adaptación y fracturas en las facies de Cilloruero y Carrascal, y que el Vallesiense se sitúe discordante sobre ellas. Es probable que la discordancia tenga un carácter progresivo, atenuándose hacia el Este.

Esta etapa debe relacionarse con la mayor pulsación en el levantamiento del Sistema Central, jugando las fracturas de dirección NO-SE (coincidentes con algunos tramos de los ríos Almar y Margañón) y condicionando la sedimentación del ciclo vallesiense. Este se caracteriza por un ambiente deposicional fluvial más energético y generalizado en toda la región, con depósitos inmaduros, muy heterométricos y de procedencia claramente ígnea. El aporte se realiza por medio de grandes aparatos fluviales, a menudo torrenciales, con desarrollo de pequeños abanicos aluviales ligados a los mayores relieves. Los mapas de relación arena-fango (fig. 24) ilustran las

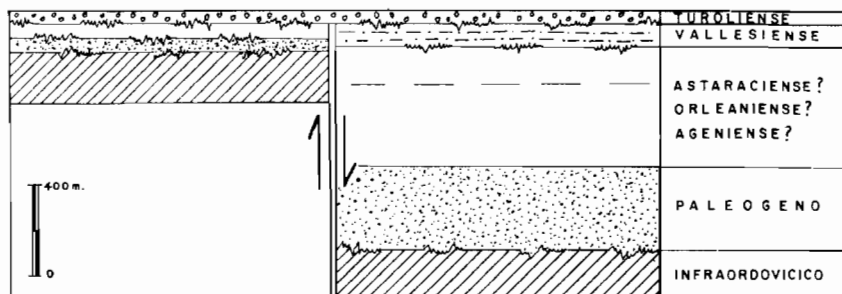


Figura 23.—Sección sintética normal de la falla Alba-Villoria.

zonas de entrada de sedimentos en este área de la cuenca, así como las direcciones preferentes de circulación y depósitos.

En la etapa final los reajustes son de poca intensidad, y se ponen de manifiesto, únicamente, por pequeños saltos en las fallas que afectan al Vallesiense y, probablemente, por la acentuación de los pliegues asociados. El depósito del sistema fluvial turolense foszila los accidentes anteriores y su sedimentación se realiza, tanto en el bloque hundido como en el elevado de la falla Alba-Villoria.

8.3 LA EVOLUCION CUATERNARIA

No parece que en la Hoja se hayan conservado sedimentos pliocenos, a pesar de que en regiones próximas algunas formas con depósitos se las pueda atribuir a esa edad.

El Cuaternario más antiguo estaría representado por la alta terraza del Tormes (Q_1T_1), y por un minúsculo resto de la superficie Q_1S_3 , al este de Peñaranda de Bracamonte.

El comienzo de la construcción de los valles coincidiría con las primeras alternancias climáticas pleistocenas. Este factor condicionaría, en parte, los momentos de agradación o incisión. Sin embargo, en la Historia Geológica cuaternaria de la Meseta hay que tener en cuenta, como factor también decisivo en la morfogénesis, la tectónica. El papel de uno y otro factor, a pesar de recientes avances, todavía no está bien comprendido, pero por los datos conocidos se puede decir que es posible que en las Depresiones, las terrazas fluviales se hayan generado en un ambiente algo más cálido y húmedo que el actual. En cuanto a la tectónica, considerándola, principalmente, como un juego diferencial de bloques, puede haber influido acele-

rando o frenando el crecimiento de los valles, consintiendo de esta manera un sistema numeroso de terrazas escalonadas o bien un reducido número de ellas.

Es evidente, por lo expuesto a lo largo de esta Memoria, que ambos factores están presentes, como elementos seculares, en la génesis del relieve pleistoceno, incidiendo la tectónica, además, en la peculiar asimetría funcional de los valles y en las direcciones preferentes de los ríos principales.

Los glaciares, como las superficies situadas al norte del río Almar, no son sincrónicas con las fases de construcción de las terrazas, ya que ellos se corresponden a etapas más frescas y secas que las presentes, y donde la acción del viento pudo haber alcanzado su máxima actividad. En otros puntos de la Meseta del Duero, en su sector central, se han encontrado asociadas a estas superficies depresiones de deflación de grandes dimensiones (PEREZ-GONZALEZ, 1979).

El paisaje de la región al final del Pleistoceno Superior, sería ya muy parecido al actual. En los fondos del valle se habría construido la última terraza y en la vertiente derecha del Tormes empezaría la génesis del último glaciar, mientras que en la margen izquierda comenzaría la deposición de los grandes abanicos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno. Un poco más tarde se originarían los depósitos aluviales del subnivel más alto de la vega del Tormes.

La acentuación progresiva, en los últimos períodos, del carácter semiárido del clima, supuso, además de la muerte de muchos valles o vaguadas antes funcionales, la pérdida de parte del tapiz vegetal, lo cual, unido al inicio de la agricultura, sin duda ha provocado la aparición de los múltiples focos semiendorreicos y endorreicos de la región, y ha contribuido a acelerar la inestabilidad de las vertientes, atestiguada, en algunas zonas, por los pequeños conos de deyección sobre las llanuras de inundación, los procesos de incisión en rastrillo y acaravamientos sobre las laderas y a veces los movimientos de masa.

9 GEOLOGIA ECONOMICA

9.1 CANTERAS

El aprovechamiento económico de los materiales que constituyen la región no tiene excesiva importancia; no obstante, se localizan canteras prácticamente en todos los terrenos aquí representados.

Se han explotado canteras como material de construcción, en el Com-

plejo esquistograuváquico, en las Areniscas de Salamanca y en las Areniscas de Aldearrubia. En la actualidad todas están abandonadas o su aprovechamiento es esporádico.

Los niveles arcillosos situados en las Areniscas de Aldearrubia y la Facies Arauzo abastecen a dos fábricas de cerámica.

Las canteras que se localizan sobre sedimentos miocenos y cuaternarios se dedican a la extracción de áridos. Tienen especial interés las situadas al sur de Bóveda del río Almar, que explotan el Cuaternario, las de las proximidades de Colloruelo y al SE de Francos, etc.

9.2 HIDROGEOLOGIA

En el «Complejo esquistograuváquico» no existen posibilidades de recursos hidráulicos. No ocurre lo mismo con el resto de los materiales presentes en la Hoja, en los que se localizan numerosas fuentes y pozos.

Especial interés tiene la situada al norte de Babilafuente sobre la formación Aldearrubia, que ha dado lugar a un Balneario y cuyas aguas se explotan industrialmente. Su análisis es el siguiente (mg/l): Bicarbonatos, 205,810; Sulfatos, 9,773; Cloruros, 9,220; Sílice, 37,750; Calcio, 40,250; Magnesio, 4,901; Sodio, 16,860, Potasio, 1,043; Litio 0016. Residuo a 110° C, 156.

Los pozos superficiales se localizan fundamentalmente en el área de Villoria sobre las areniscas de Aldearrubia, siendo prácticamente inexistentes sobre otros materiales.

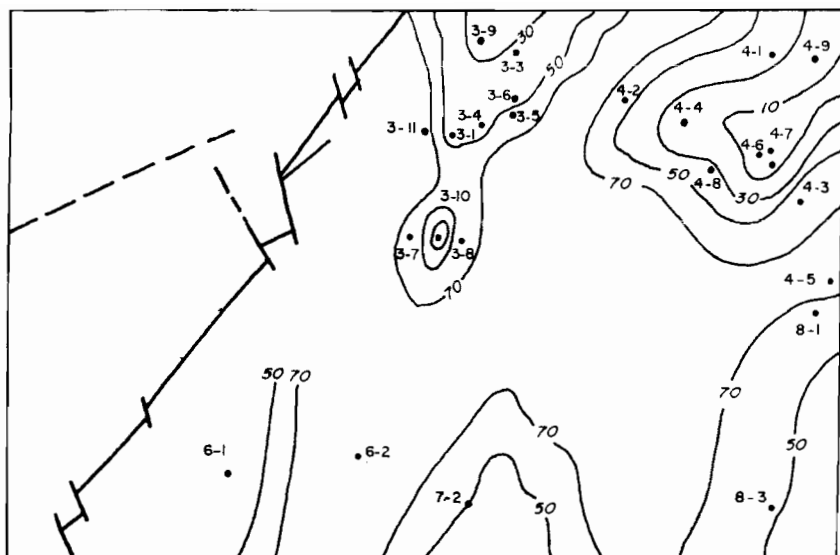
Sobre el resto del Mioceno, al este de la falla de Alba-Villoria, han proliferado, en cambio, los pozos profundos que según los datos del IGME alcanzan los 50 a 250 metros e incluso los 400.

Las curvas de porcentajes arena + grava/fango realizada sobre 26 sondeos para los intervalos 750-800 y 850 hasta la superficie, muestran la existencia de las zonas con predominio de arenas más idóneas para el hallazgo de acuíferos (Fig. 24).

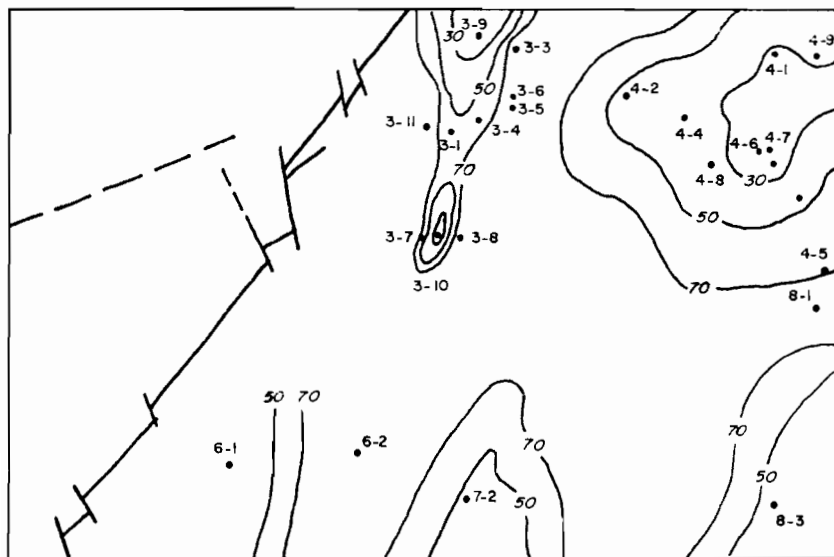
La región de Peñaranda de Bracamonte corresponde a una zona sobre-explotada con un continuo descenso de los niveles piezométricos, con zonas con descenso medio anual superior a 1 metro.

10 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

El patrimonio natural geológico no ofrece grandes posibilidades. No obstante, desde el punto de vista didáctico se puede señalar el corte de los materiales Infraordovícicos, en el Azud de Villagonzalo, y la formación de las Areniscas de Aldearrubia, con sus rellenos de canales y megaestructu-



Intervalo 800m - 870m.



Intervalo 750m - 800m.

Figura 24.—Mapa de relación arena/fango del Vallesense. Representación porcentajes de arena.

ras de deformación debidas a fluidos, en los taludes del ferrocarril próximo a la estación de San Morales.

Desde el punto de vista paisajístico, la zona no es de mayor importancia, debido en gran parte a su falta de orografía. No obstante, se puede destacar un lugar al SO de la Hoja donde se encuentran los Cerros de Carpio Bernardo, denominados arapiles en la región por su forma peculiar.

Las orillas del Tormes y la zona del Azud de Villagonzalo son zonas de esparcimiento y recreo del pueblo, donde existe gran variedad de especies piscícolas y una avifauna migratoria de gran interés. Esta última abunda también en las lagunas endorreicas que se desarrollan en el Campo de Peñaranda.

11 BIBLIOGRAFIA

- AERO SERVICE LTD. (1967).—«Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000». *Instituto Nacional Colonización e IGME*.
- ALBERDI, M. T. (1974).—«Las faunas de Hipparion de los yacimientos españoles». *Estudios Geológicos*, 30, núm. 2-3, pp. 189-212.
- ALONSO GAVILAN, G.; CORRALES, I., y CORROCHANO, A. (1976).—«Sedimentación rítmica en el Paleógeno de Almenara de Tormes (Salamanca)». *Studia Geol.*, 10, pp. 17-29.
- ARRESE, F.; LOZANO, A.; MARTIN-PATIÑO, T., y RODRIGUEZ, J. (1964).—«Estudio de las areniscas de Villamayor (Salamanca)». *Estudios Geol.*, 20, pp. 87-105.
- ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1972).—«Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 37 (Salamanca)». *Inst. Geol. Min. de España*.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1972).—«L'structure de la Chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. Histoire structurales du Golfe de Gascogne». *Publ. Inst. Fr. del Petr.*, 22 (1), pp. 1.4-1 a 1.4-68.
- C. G. S. E IMINSA (1978-1979 y 1980-1981).—«Mapas Geológicos a Escala 1:50.000, segunda serie. Proyecto MAGNA, núms. 130, 131, 132, 164, 197, 235, 273, 311, 343, 372, 400, 428, 455, 481, 504, 505, 506». *IGME*, Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Noticia sobre una carta geológica do Buçaco de Nery Delgado». *Com. Serv. Geol. Port.*, 28 p.
- CORDERO, P.; CORROCHANO, A., y CARBALLEIRAS, J. (en prensa).—«El Paleógeno del Sector Septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torremenudas, Salamanca)». *I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979*.

- CORRALES, I.; MANJON, M., y VALLADARES, I. (1974).—«La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)». *Studia Geol.*, 8, pp. 85-91. Salamanca.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL., C., y ARMENTEROS, I. (1978).—«Las facies Miocenas del Sector Sur de la Cuenca del Duero». *Publicaciones del Departamento de Estratigrafía*, 9, 15 p. Universidad de Salamanca.
- CORROCHANO, A. (1974).—«Características de la Sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca». *Studia Geol.*, 7, pp. 7-39.
- (1977).—«Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora». *Tesis Doctoral*. Universidad de Salamanca.
- (1979).—«El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (provincia de Zamora)». *Guía de Campo de la I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979.
- (1980).—«Los sistemas de abanicos aluviales del Paleógeno de Zamora». *Guía de campo del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Ediciones Universidad de Salamanca.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1958).—«Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno en las provincias de Salamanca y Zamora». *Cur. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, 4, pp. 83-85.
- CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E., y GARCIA, J. (1968).—«Un nuevo yacimiento del Mioceno Superior de la Cuenca del Duero». *Act. Geol. Hisp.*, 3, pp. 22-24.
- DIEZ BALDA, M. A. (1975).—«Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)». *Tesis de Licenciatura*. Universidad Complutense, Madrid.
- DIEZ BALDA, M. A.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977).—«La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca». *Studia Geol.*, 12, pp. 91-108, Salamanca.
- DIEZ BALDA, M. A. (en prensa).—«La sucesión estratigráfica del Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca». *Estudios geol.*, Madrid.
- DIEZ BALDA, M. A., y FOURNIER VINAS, Ch. (en prensa).—«Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto grauváquico al Sur de Salamanca». *Acta Geol. Hisp.*, Barcelona.
- DELGADO, J. F. N. (1907).—«Contribuções para o estudo dos terrenos paleozoicos». *Con. Serv. Geol. Portugal*, 6, pp. 93.III-1906.
- DUMAE, B. (1967).—«Place et signification des glacis dans le Quaternaire». *Bull. l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 12, pp. 223-244.
- GARCIA, J., y ALBERDI, M. T. (1968).—«Nueva tortuga fósil en el Mioceno de Arévalo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 66, pp. 141-149.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el

- complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geol. Hisp.*, 5 (4), pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y MARTINEZ GARCIA, E.—«El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España central)». *Studia Geol.*, 3, pp. 33-41, Salamanca.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo)». *Bol. Geol. y Min. España*, 85 (3), pp. 308-337.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880).—«Descripción física y geológica y minera de la provincia de Salamanca». *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 299 p.
- GOY, J. L.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTERO, J. M., y ZAZO, C. (1980).—«Aportaciones para un modelo de Mapa de Formaciones Superficiales en España». *Actas de la I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Santander, 1980.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1968).—«*Eterogenys salmanticensis* nov. sp., Quelonio Eocénico del valle del Duero». *Estudia Geol.*, 26, pp. 191-203.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1970).—Los reptiles fósiles del valle del Duero. Sobre un cuarto prototipo casi completo de *Sterogenys salmanticensis*, JIM». *Estudios Geol.*, 26, pp. 245-260.
- (1970).—«Estratigrafía y Paleontología del borde sur-occidental de la cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*, 323 p. Univ. de Salamanca.
- (1970).—«Sobre un nuevo hallazgo de *Sterogenys Salmanticensis*, JIM». *Studia Geol.*, 1, pp. 73-86.
- (1972).—«El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes». *Studia Geol.*, 3, pp. 67-110.
- (1973).—«El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas». *Studia Geol.*, 5, pp. 107-136.
- (1975).—«Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia prelutenciense en el Paleógeno de Salamanca». *Estudios Geol.*, 31, pp. 615-624.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000». IGME, Madrid.
- LOPEZ DE AZCONA, J. M.; MINGARRO MARTIN, F., y LOPEZ DE AZCONA, M. C. (1967).—«Mapa Geológico de la provincia de Salamanca». *Int. Geol. Min. Esp. y Excma. Dip. de Salamanca*.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Präkambrium Spaniens. I.I. Stratigraphie». *Abh. Akad. wiss. Math. Nat.*, 8, pp. 373-380.
- (1956).—«Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung». *Geotek. Symp. zu Ehren von H. Stille*, pp. 128-139, Stuttgart.
- (1960).—«El Precámbrico de España». *Notas y Com. IGME*, 60, pp. 227-240.

- LOWE, D. (1975).—«Water escape structures in coarse grained sediments». *Sedimentology*, 22, pp. 157-204.
- MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1973).—«Los terrenos infraordovícicos de la antifforma de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84 (6), pp. 407-418.
- MATTE, P. (1968).—«La structure de la Virgation hercynienne de Galice (Espagne)». These. *Rev. Geol. Alpina.*, 44, 128 p.
- MIALL, A. D. (1977).—«A review of the braided river deposited environment». *Earth. Science Reviews*, 13, pp. 1-62.
- (1978).—«Lithofacies types and vertical profile models in a braided river deposits: a summary». *In Fluvial Sedimentology*. C. S. P. G., 5, pp. 597-605..
- MIQUEL, M. (1966).—«Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 6, pp. 325-357.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A., y MARTINEZ GIL, F. J. (en prensa).—«Esquema morfológico evolutivo de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)». *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85 (4), pp. 396-400.
- (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Estudios Geol.*, 31, pp. 249-260, Madrid.
- (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Studia. Geol.*, 12, pp. 123-136.
- MOSS, A. J. (1962).—«The Physical nature of common sandy and pebbly deposits». *I. Am. J. Sci.*, 260, pp. 337-373.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico». *Trab. del Lab. Geol. de Lage*, 37, pp. 1-15.
- POL, C.; CORRALES, O.; CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J. (1977).—«Las facies detríticas del Mioceno del Sector Sur de la Cuenca del Duero». *VIII Congr. Nacional de Sedimentología*. Oviedo-León.
- OBREGON MARCOS, F. (1972).—«El Paleozoico en las inmediaciones de Salamanca». *Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias. Salamanca.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (en prensa).—«El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos Geomorfológicos». *I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979.
- (1981).—«Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo». *Tesis Doctoral*. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883).—«Descripción física y geológica de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Map. Geol. de Esp.*, 448 pp.

- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *McGRAW BOOK COMPANY*, 368 pp.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1979).—«El Complejo esquistograuváulco y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España)». *Studia. Geol.*, 14 pp. 7-24.
- ROMAN, F. (1923).—«Algunos dientes de lofidóntidos descubiertos en España». *Com. Ihv. Pal. Pehis.*, 33, pp. 1-22.
- ROMAN, F., y ROYO GOMEZ, J. (1922).—«Sur l'existence de mammifères luteciens dans le bassin du Doure (Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 175, pp. 1221-1223.
- ROQUERO, C., y ONTAÑÓN, J. M. (1966).—«Une forme d'accumulation des carbonates calcique et magnésique en bandes horizontales et grillages sous climat semiaride méditerranéen». *Comunicaciones. Conferencias de suelos Mediterráneos*, pp. 415-471, Madrid, 1966, C. S. I. C.
- ROYO GOMEZ, J. (1933).—«Sobre el mal llamado diluvial en la cuenca del Duero». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 33, pp. 271-272.
- (1934).—«Algunos vertebrados fósiles de la cuenca del Duero». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 34, pp. 505-511.
- (1935).—«Las grandes tortugas delseudodiluvial castellano». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 35, pp. 463-486.
- RUST, B. R. (1978).—«Depositional Models for Braided Alluvium in Fluvial Sedimentology». *C. S. P. G.*, 5, pp. 605-627.
- SANTONJA, M., y QUEROL, M. A. (1976).—«Estudio de la industria del Paleolítico inferior procedentes de una terraza del Tormes (Galisancho, Salamanca)». *Zephyrus*, 26-27, pp. 97-109.
- SANTONJA, M.; QUEROL, M. A., y PEREZ-GONZALEZ, A. (1979).—«El yacimiento de la Maya I y la secuencia paleolítica del valle del Tormes». *I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca*.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1955).—«The age of the Beira schists (Portugal)». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12, fasc. I-II, pp. 77-100.
- SCHUMM, S. A. (1968).—«River adjustment to altered hidrologic regimen - Murrumbidgee River and paleochannels, Australia». *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper*, 598, 65 p.
- (1977).—«The Fluvial System», 338 pp. Ed. John Wiley and Sons. U.S.A.
- TEIXEIRA, C. (1955).—«Notas sobre geología de Portugal». *O complexo xistograuváulco anteordoviciano*, Lisboa, Ed. Autor, 50 pp.
- (1969).—«Les terrains anteordoviciens portugais». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, pp. 157-164.
- (1974).—«Aspectos da geologia e da paleontologia da Serra do Marão». *Boletim da Sociedade Geol. Portugal*, 29, pp. 1-8.
- (1979).—«Le Precambrien portugais». *Bull. Soc. Geol. France*, 5-6, pp. 228-230.

- TEIXEIRA, C.; RIBEIRO, A., y SILVA, L. C. (1964).—«La faune de Lingulellinae des formations anteordoviciennes de Marao». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 15, pp. 117-122.
- TEMPLADO, D., y PASTORA, J. L. (1946).—«Explicación de la Hoja 478 (Salamanca)». *Map. Geol. España*. E. 1:50.000, 63 pp. IGME.
- VEGAS, R. (1974).—«Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, 85 (2), pp. 153-156.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del Complejo esquisto-grauváquico en relación con otras series "pre-Arenig" de España central». *Studia geol.*, 12, pp. 207-215.
- VISHER, G. H. (1965).—«Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation». *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 12, pp. 116-132.
- Mapa geológico a escala 1:50.000 del IGME. Hoja de Guijuelo, núm. 528, del *Proyecto de investigación geológico-mínera del IGME*, realizado en 1979.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA